554.31
NH

Jahrbuch

der

Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie

zu

Berlin

für das Jahr

vol. 9

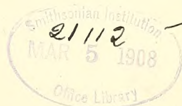
1888.

Berlin.

In Commission bei der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung

(J. H. Neumann).

1889.



I n h a l t.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

II.

Abhandlungen von Mitarbeitern der Königl. geologischen Landesanstalt.

Abhandlungen von ausserhalb der Königl. geologischen Landesanstalt stehenden Personen.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

1.

Bericht über die Thätigkeit der Königlichen geologischen Landesanstalt im Jahre 1888.

I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

Im Gebiete des Blattes Harzburg (G. A. 56; 8) wurde von dem Landesgeologen Professor Dr. LOSSEN die Kartirung der Gabbro-Massen zu beiden Seiten der Ecker nebst den zahlreichen darin aufsetzenden Granitgängen nahezu vollendet und überdies eine petrographisch-geologische Gliederung des dort auftretenden »Ecker-Gneiss'« durchzuführen versucht. 1. Der Harz.

Auf den Blättern Wernigerode und Elbingerode (G. A. 56; 9, 15) wurden dann ebenfalls Granitgänge in den dem Harzburger Gabbro entsprechenden basischen Eruptivmassen auf der Ostseite des Brocken-Granitmassivs nachgetragen.

Gemeinsam mit dem Landesgeologen Dr. WAHNSCHAFFE wurde eine Begehung der Alluvial- und Diluvial-Schuttmassen in den Thälern um das Brocken-Massiv und vor dem Gebirgsrande unternommen.

Im Oberharz wurde von dem Bezirksgeologen Dr. KOCH das für die Specialkarte bisher noch nicht bearbeitete Gebirgsstück zwischen der Ocker und der Grossen Romke im nordöstlichen Theil des Blattes Zellerfeld (G. A. 56; 7) kartirt und nach Beendigung dieser Arbeit eine Revision der Arbeiten des verstorbenen Bergraths Dr. VON GRODDECK am Bruch- und Acker-

Berge im Bereich des Blattes Riefensbeck (G. A. 56; 13) vorgenommen und dem Abschluss nahe geführt.

Im Gebiete des Blattes Goslar (G. A. 56; 1) setzte Secretär HALFAR die Aufnahmen nordwestlich dieser Stadt im alten Harzgebirge fort und kartirte insbesondere die Diabas-Vorkommen nordwestlich von dem Varley-Thale und dem nördlichsten Theile des Grane-Thales.

Im nordwestlichen Theile des Messtischblattes Zellerfeld (G. A. 56; 7) beendete derselbe die Aufnahme des ihm übertragenen Gebietes.

Am Nordrande des Harzes nahm Professor Dr. DAMES die Untersuchung im Gebiete des Messtischblattes Wegelegen (G. A. 56; 12) in Angriff. Derselbe führte demnächst eine theilweise Revision seiner früheren Aufnahmen innerhalb der Blätter Derenburg und Blankenburg aus (G. A. 56; 10, 16).

Am Westrande des Harzes beendete Bezirksgeologe Dr. EBERT die Aufnahme der ihm übertragenen östlichen Hälfte des Blattes Waake (G. A. 55; 29) und setzte die Untersuchung innerhalb des Blattes Gelliehausen fort (G. A. 55; 35).

Professor Dr. VON KOENEN brachte die Aufnahme der westlichen Hälfte des Blattes Waake vollständig, diejenige des Blattes Göttingen bis auf einzelne noch nöthige Revisionen (G. A. 55; 28) zum Abschluss. Innerhalb der Blätter Gandersheim, Seesen, Westerhof und Osterode (G. A. 55; 11, 12, 17, 18) sowie der nördlich von Göttingen liegenden Blätter Gross-Freden, Eimbeck, Moringen, Nörten und der südlich an Göttingen sich anschliessenden Blätter Jühnde und Reinhausen (G. A. 55; 4, 10, 16, 22, 33, 34) wurden von demselben die Untersuchungen fortgesetzt.

2. Thüringen. Im nördlichen Thüringen wurde vom Bergingenieur FRANTZEN bei Eisenach (G. A. 69; 6) das Gebiet nördlich von der Hörschel gegen Westen bis zur Blattgrenze und gegen Osten bis zur Strasse Creuzburg-Eisenach aufgenommen und im Anschluss daran die Revision einzelner angrenzender Theile des Blattes Creuzburg (G. A. 55; 60) ausgeführt.

Die Kartirung des Blattes Fröttstedt (G. A. 70; 2) wurde von Dr. BORNEMANN jr. fortgesetzt.

Im Thüringer Walde wurde die Bearbeitung des Blattes Ilmenau (G. A. 70; 22) in dessen nordwestlichem Theile durch Dr. ZIMMERMANN gemeinschaftlich mit Dr. SCHEIBE, im östlichen Theile durch den Landesgeologen Dr. LORETZ in Angriff genommen.

Das nördlich angrenzende Blatt Plaue (G. A. 70; 16), von welchem eine Bearbeitung von E. E. SCHMID vorliegt, wurde von Dr. ZIMMERMANN in seiner Westhälfte revidirt.

Oestlich von Ilmenau wurde von dem Landesgeologen Dr. LORETZ die Aufnahme der Blätter Königsee und Schwarzburg (G. A. 70; 23, 24) fortgesetzt und dem Abschlusse nahe geführt.

Die Revision der E. E. SCHMID'schen Aufnahme des an Schwarzburg nördlich angrenzenden Blattes Remda (G. A. 70; 18) wurde vom Professor Dr. VON FRITSCH weitergeführt und beendet.

Im südlichen Thüringen wurde von Dr. PROESCHOLDT die Abschliessung und Revision seiner Aufnahmen innerhalb der Blätter Themar, Dingsleben, Hildburghausen und Rodach (G. A. 70; 26, 32, 33, 39) vollendet.

Von demselben wurde die Untersuchung des Blattes Sondheim (G. A. 69; 35) in dem Quellgebiet der Ulster in der hohen Rhön in Angriff genommen.

In Ost-Thüringen setzte Hofrath Professor Dr. LIEBE unter Mitwirkung von Dr. ZIMMERMANN die Aufnahme der Blätter Lobenstein (G. A. 71; 32) und Naitschau (G. A. 71; 23) fort. Das letztgenannte Blatt wurde zum Abschluss gebracht.

Im Regierungsbezirk Cassel setzte in der Gegend von Marburg Professor Dr. KAYSER die Aufnahme des Blattes Nieder-Weimar (G. A. 68; 15) fort und beendete sie nahezu. 3. Die Provinz Hessen-Nassau.

Bezirksgeologe Dr. BEYSCHLAG führte für die Erläuterung des von MOESTA kartirten Blattes Seifertshausen (G. A. 55; 57) eine Begehung dieses Gebietes aus.

Die Aufnahme der Blätter Neukirchen und Niederaula (G. A. 69; 78) wurde von Professor Dr. OEBBEKE weitergeführt.

Weiter südlich setzte Bergingenieur FRANTZFN die Kartirung des Blattes Salmünster (G. A. 69; 43) fort und beendete sie.

Von Professor Dr. BÜCKING wurden die benachbarten, bereits in den Jahren 1873 bis 1877 aufgenommenen Blätter Gelnhausen,

Langenselbold, Bieber und Lohrhaupten (G. A. 68; 48, 53, 54. 69; 49) behufs der Veröffentlichung einer Schlussrevision unterzogen.

Im Regierungsbezirk Wiesbaden führte Professor Dr. KAYSER die Aufnahme des Blattes Dillenburg und der angrenzenden Blätter Wildenstein, Rittershausen und Tringenstein weiter (G. A. 67; 18, 17, 12. 68; 13).

Professor Dr. HOLZAPFEL brachte die Aufnahme des Blattes Dachsenhausen (G. A. 67; 45) zum Abschluss und setzte diejenige des Blattes St. Goarshausen fort (G. A. 67; 51).

4. Die Rheinprovinz. In der Rheinprovinz führte Landesgeologe GREBE zunächst eine Revision der Blätter Saarbrücken und Bouss (G. A. 80; 46, 45) für die Specialkarte des Reichslandes aus, in welcher die Grenzblätter unter Hinzufügung der Preussischen Gebietsantheile herausgegeben werden.

Demnächst bewirkte derselbe die erforderlichen Revisionen einer Anzahl von Blättern der Gegend von Trier, welche auf älterer topographischer Grundlage aufgenommen und nach seitens der Landesaufnahme bewirkter Herstellung neuer Messtischblätter nunmehr auf diese zu übertragen sind. Die revidirten Blätter sind: Mettendorf, Wallendorf (G. A. 79; 2, 3), Oberweiss, Bitburg, Landscheid, Wittlich, Bollendorf, Welschbillig (Cordell), Schweich (Ehrang), Neumagen und Trier (G. A. 80; 1, 2, 3, 4, 7, 8, 9, 10, 14).

5. Die Provinz Schlesien. In der Provinz Schlesien untersuchte Landesgeologe Dr. DATHE im Gebiete des Blattes Reichenbach (G. A. 76; 14) den in dasselbe fallenden Theil des Eulengebirges und das in weitem Umfange von Alluvial- und Diluvialgebilden eingenommene östlich sich anschliessende Vorland desselben.

Bergrath SCHÜTZE setzte die Aufnahme des Blattes Landeshut fort (G. A. 75; 17).

Ausser den erwähnten Aufnahmen für die geologische Specialkarte wurden im Gebirgslande noch folgende Arbeiten ausgeführt:

1. Zur Abschliessung der geologischen Uebersichtskarte von Rheinland-Westphalen im Maassstabe 1 : 80000 wurde die Herstellung eines neuen Blattes, Waldeck - Cassel, in Angriff genommen, welches einen Flächenraum von annähernd 16 Messtischblättern enthält. Den Aufnahmen werden für den grössten Theil

des Blattes die Messtischkarten des ehemals kurhessischen Gebietes zu Grunde gelegt, während für den in das Blatt fallenden Antheil des Fürstenthums Waldeck aus einer im Manuscript vorhandenen Landeskarte in 1 : 20000 durch photographische Reduction gleichfalls Grundlagen im Maassstabe 1 : 25000 hergestellt worden sind.

Die geologische Aufnahme wird durch Professor Dr. Kayser in Marburg und die Hülfsgeologen Dr. Leppla und Dr. Denckmann ausgeführt. Die Leitung der Arbeiten hat Professor Dr. Kayser übernommen.

Die Aufnahmen für den Maassstab 1 : 80000 sind so weit vorgeschritten, dass ihre Vollendung im laufenden Jahre zu erwarten ist.

2. Untersuchungen, welche Professor Dr. von Fritsch in Halle über das Alter der in dem Bohrversuche bei Schladebach und in einigen anderen Tiefbohrungen durchsunkenen Gebirgsschichten des Rothliegenden und des Steinkohlengebirges angestellt hat, gaben den Anlass zu einer genauen Revision gewisser Theile der die Gegend von Wettin und Cönnern umfassenden Blätter der geologischen Specialkarte. Dieselbe ist von dem Bezirksgeologen Dr. Beyschlag ausgeführt worden. Ihre Ergebnisse werden zusammen mit einer Arbeit des Professors Dr. von Fritsch in den Abhandlungen der Anstalt thunlichst bald veröffentlicht werden.

3. Der Umstand, dass die Aufnahme für die Specialkarte sich gegenwärtig an zahlreichen Punkten in Gebieten bewegt, in welchen das Rothliegende verbreitet ist, machte es nothwendig, dass die Gliederung dieser Formation in den verschiedenen Gebieten ihres Vorkommens eingehender verglichen wurde, als es nach den bisherigen Erfahrungen möglich war. Zu diesem Behufe hat Landesgeologe Professor Dr. Weiss die Zusammensetzung insbesondere des Oberrothliegenden und des oberen Theils des Unterrothliegenden im Saar-Rhein-Gebiet an der Nahe in Gemeinschaft mit dem Landesgeologen Grebe und in Niederschlesien mit dem Landesgeologen Dr. Dathe einer genauen Untersuchung unterzogen. Die Ergebnisse derselben sind bereits in den Erläuterungen zu den im Erscheinen begriffenen Blättern

Lebach, Wadern und Wahlen in einer vergleichenden Einleitung zusammengestellt worden. Sie werden auch für die betreffenden Blätter des Thüringer Waldes nutzbar gemacht werden, bei deren Bearbeitung Professor Dr. WEISS in dieser Richtung mitwirkt.

II. Die Aufnahmen im Flachlande

unter besonderer Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse.

6. Das Uckermärkische Arbeitsgebiet. Landesgeologe Professor Dr. BERENDT führte in der durch Revisionsarbeiten nicht beanspruchten Zeit unter Hülfeleistung des Culturtechnikers WÖLFER die Aufnahme des Blattes Gollin zu Ende (G. A. 28; 56).

Landesgeologe Dr. WAHNSCHAFFE bearbeitete unter Hülfeleistung der Culturtechniker HÜBINGER und BLÜTHNER und, nach Erkrankung des letzteren, des Culturtechnikers TOELLNER die Blätter Fürstenwerder und Dedelow (G. A. 28; 38, 39) ganz und Hindenburg (G. A. 28; 45) zum grössten Theile.

Dr. KLEBS begann und vollendete die Aufnahme der Blätter Nechlin und Prenzlau (G. A. 28; 34, 40).

Dr. SCHROEDER kartirte das Blatt Brüssow (G. A. 28; 35) und nahm die Untersuchung des Blattes Wallmow (G. A. 28; 41) in Angriff.

Dr. BEUSHAUSEN bearbeitete das Blatt Bietikow (G. A. 28; 46) und den westlichen Theil des Blattes Gramzow (G. A. 28; 47).

Derselbe bewirkte ausserdem im Hochsommer noch eine Revision des nördlichen Theils des zum havelländischen Aufnahmegebiet gehörigen Blattes Brandenburg (G. A. 44; 32).

Dr. MÜLLER und Dr. LATTERMANN führten nach specieller Anleitung durch den Landesgeologen Professor Dr. BERENDT die Aufnahme des Blattes Gerswalde (G. A. 28; 51) aus.

7. Das Arbeitsgebiet der Priegnitz. Dr. KLOCKMANN bearbeitete unter zeitweiliger Hülfeleistung des Culturtechnikers GOSSNER das Blatt Tramnitz (G. A. 44; 2).

8. Das Arbeitsgebiet der Insel Rügen. Professor Dr. SCHOLZ vollendete die Aufnahme des Blattes Putbus (G. A. 11; 7) und bearbeitete den östlichen Theil des

Blattes Bergen (G. A. 11; 5), sowie den Ostrand des Blattes Samtens (G. A. 10; 16).

Bezirksgeologe Dr. KEILHACK kartirte das Blatt Gr. Carzenberg (G. A. 31; 3) ganz, Kasimirshof (G. A. 31; 9) bis auf eine Revision des südöstlichen Theiles, die Blätter Wurchow und Gramenz (G. A. 31; 8, 7) zur Hälfte, und zwar unter Hülfeleistung des Culturtechnikers POHLITZ, und vom 1. August ab der Culturtechniker BALDUS und BURCK, nachdem diese bis dahin von ihm in die Arbeiten eingeführt worden waren. 9. Das hinterpommersche Arbeitsgebiet.

Dr. JENTZSCH führte die Aufnahme des Blattes Gross-Krebs (G. A. 33; 17) zum Abschluss und begann diejenige des Blattes Riesenburg (G. A. 33; 18). 10. Das westpreussische Arbeitsgebiet.

Im Laufe des Jahres sind zur Publikation gelangt: Stand der Publikationen.

A. Karten.

1. Lieferung XXXVI, enthaltend die Blätter Hersfeld, Friedewald, Vacha, Eiterfeld, Geisa, Lengsfeld	6 Blätter.
2. Lieferung XXXVIII, enthaltend die Blätter Hindenburg, Sandau, Strohdehne, Stendal, Arneburg, Schollene	6 »
zusammen	12 Blätter.
Es waren früher publicirt	194 »
Mithin sind im Ganzen publicirt . . .	206 Blätter.

Was den Stand der noch nicht publicirten Kartenarbeiten betrifft, so ist derselbe gegenwärtig folgender:

1. In der lithographischen Ausführung sind ausserdem noch beendet:

Lieferung XXXIII, die Gegend von Schillingen etc.	6 Blätter.
Lieferung XXXIX, die Gegend von Gotha	4 »
Lieferung XL, die Gegend von Saalfeld in Thüringen	4 »
zusammen	14 Blätter.

Die Veröffentlichung dieser Blätter wird noch in diesem Frühjahre erfolgen.

2. In der lithographischen Ausführung begriffen sind:

Lieferung XXXVII, die Gegend von Meiningen	5 Blätter.
Lieferung XLI, die Westerwaldlieferung	8 »
Lieferung XLII, die Gegend von Tangermünde und Genthin	7 »
Lieferung XLIII, die Gegend von Marienwerder	4 »
Lieferung XLIV, die Gegend von Coblenz und Ems	5 »
Lieferung XLV, die Gegend von Rothenburg in Hessen	6 »
Lieferung XLVI, die Gegend von Birkenfeld	6 »
zusammen	41 Blätter.
3. In der geologischen Aufnahme fertig, jedoch noch nicht zur Publikation in Lieferungen abgeschlossen	141 »
4. In der geologischen Bearbeitung begriffen .	133 »
Summa	329 Blätter.
Einschliesslich der publicirten Blätter in der Anzahl von	206 »
sind demnach im Ganzen bisher zur Untersuchung gelangt	535 Blätter.

B. Abhandlungen und Jahrbuch.

1. Band VIII, Heft 3. Geologie der Umgegend von Haiger bei Dillenburg (Nassau). Nebst einem palaeontologischen Anhang. Von Dr. Fritz Frech. Hierzu 1 geognostische Karte und 2 Petrefacten-Tafeln.

2. Jahrbuch der Königl. Preuss. geol. Landesanstalt und Bergakademie für 1887. CXXXII und 510 Seiten Text und 20 Tafeln.

Nach dem Berichte für das Jahr 1887 betrug die Gesammtzahl der im Handel debitirten Kartenblätter . . 18 896 Blätter. Debit der Publicationen.

Im Jahre 1887 wurden verkauft:

von Lief.	I,	Gegend	von	Nordhausen . .	17 Bl.
» »	II,	»	»	Jena	48 »
» »	III,	»	»	Bleicherode . .	20 »
» »	IV,	»	»	Erfurt	17 »
» »	V,	»	»	Zörbig	13 »
» »	VI,	»	»	Saarbrücken I. Theil . .	20 »
» »	VII,	»	»	II. » . .	33 »
» »	VIII,	»	»	Riechelsdorf .	11 »
» »	IX,	»	des	Kyffhäusers . .	67 »
» »	X,	»	von	Saarburg . . .	14 »
» »	XI,	»	»	Berlin Nordwesten	11 »
» »	XII,	»	»	Naumburg a. S. .	38 »
» »	XIII,	»	»	Gera	34 »
» »	XIV,	»	»	Berlin Nordwesten	19 »
» »	XV,	»	»	Wiesbaden . .	30 »
» »	XVI,	»	»	Mansfeld . . .	39 »
» »	XVII,	»	»	Triptis	41 »
» »	XVIII,	»	»	Eisleben . . .	31 »
» »	XIX,	»	»	Querfurt . . .	43 »
» »	XX,	»	»	Berlin Süden .	16 »
» »	XXI,	»	»	Frankfurt a. M. .	19 »
» »	XXII,	»	»	Berlin Südwesten	18 »
» »	XXIII,	»	»	Ermschwerd . .	21 »
» »	XXIV,	»	»	Tennstedt . . .	8 »
» »	XXVI,	»	»	Berlin Südosten .	25 »
» »	XXVII,	»	»	Lauterberg a. Harz	8 »
» »	XXVIII,	»	»	Rudolstadt . .	16 »
» »	XXIX,	»	»	Berlin Nordosten	40 »
» »	XXX,	»	»	Eisfeld in Thür.	29 »

746 Blätter.

Latus 19 642 Blätter.

			Transport		19 642 Blätter.
von Lief.	XXXI,	Gegend von Limburg	23 Bl.		
» »	XXXII,	» » Gardelegen	17 »		
» »	XXXIV,	» » Lindow	195 »		
» »	XXXV,	» » Rathenow	290 »		
» »	XXXVI,	» » Hersfeld	275 »		
» »	XXXVIII,	» » Stendal	186 »		
				986	»
so dass im Ganzen durch den Verkauf debitirt sind:					20 628 Blätter.

Von den sonstigen Publicationen sind verkauft worden:

Abhandlungen.

Band I,	Heft	4.	(Meyn, Insel Sylt)	2	Exempl.
» II,	»	4.	(Kayser, Devon-Ablagerungen)	2	»
» »	»	3.	(Berendt, Umgegend von Berlin)	2	»
» »	»	2.	(Orth, Rüdersdorf und Umgegend)	1	»
» III,	»	2.	(Laufer u. Wahnschaffe, Bodenuntersuchungen	1	»
» »	»	3.	(Meyn, Schleswig-Holstein)	13	»
» »	»	4.	(Schütze, Niederschles.-Böhmische Steinkohlenbecken)	6	»
» IV,	»	4.	(Speyer, Bivalven des Casseler Tertiärs)	5	»
» V,	»	4.	(Liebe, Schichtenaufbau Ost-Thüringens)	5	»
» VI,	»	1.	(Beushausen, Oberharzer Spiriferensandstein)	1	»
» »	»	4.	(Noetling, Fauna des samländ. Tertiärs)	54	»
» VII,	»	3.	(Felix, Weiss, Potonié, Carbonpflanzen)	10	»
» »	»	4.	(Branco, Lepidoten)	41	»
» VIII,	»	1.	(Geologische Karte von Berlin und Umgegend)	8	»
» »	»	3.	(Frech, Umgegend von Haiger)	51	»

Ferner:

Jahrbuch für 1884	1	Exempl.
» » 1885	8	»
» » 1886	15	»
» » 1887	42	»
Weiss, Flora der Steinkohlenformation	4	»
Lossen, Geognostische Uebersichtskarte des Harzes	20	»
» Höhenschichtenkarte des Harzes	2	»
Geognostische Karte von Thale und Umgegend . .	6	»
Geologische Karte der Stadt Berlin	53	»

2.

Arbeitsplan für die geologische Landesaufnahme im Jahre 1889.

I. Im Harz und seiner Umgebung.

Professor Dr. LOSSEN wird die Aufnahme des Blattes Harzburg (G. A. 56; 8) und die petrographisch-geologische Untersuchung des Brockengebietes fortsetzen.

Bezirksgeologe Dr. KOCH wird die Untersuchung des Bruch- und Ackerberges und die Revision der Blätter Seesen, Osterode, Zellerfeld und Riefensbeck (G. A. 55; 12, 18. 56; 7, 13) weiterführen.

Secretär HALFAR wird die Aufnahme des hercynischen Theiles des Blattes Goslar (G. A. 56; 1) zu Ende führen.

Nördlich des Harzes wird Professor Dr. DAMES die Untersuchung des Blattes Wegeleben (G. A. 56; 12) fortsetzen.

Westlich des Harzes wird Bezirksgeologe Dr. EBERT die Aufnahme des Blattes Gelliehausen (G. A. 55; 35) zum Abschluss bringen.

Professor Dr. VON KOENEN wird die noch erforderlichen Revisionen innerhalb der Blätter Gandersheim, Seesen, Westerhof und Osterode (G. A. 55; 11, 12, 17, 18) ausführen und die Kartirung des Gebietes nördlich von Göttingen fortsetzen.

II. Thüringen.

In der Gegend nördlich von Eisenach wird Bergingenieur FRANTZEN die begonnenen Revisionsarbeiten zu Ende führen.

Dr. BEYSCHLAG wird die im Vorjahre unterbliebene Schlussrevision des Blattes Eisenach (G. A. 69; 6) fertig zu stellen suchen.

Dr. LEPPLA wird, sofern die anderweitig ihm übertragenen Arbeiten Zeit übrig lassen, die Aufnahmen der Blätter Langula, Langensalza und Henningsleben (G. A. 56; 49, 50, 56) zu revidiren beginnen.

Im inneren Thüringer Walde wird vom Landesgeologen Dr. LORETZ, von Dr. ZIMMERMANN und Dr. SCHEIBE die Aufnahme des Blattes Ilmenau (G. A. 70; 22) weitergeführt werden.

Professor Dr. VON FRITSCH wird seine Aufnahme in den Blättern Suhl und Schleusingen (G. A. 70; 21, 27) mit Rücksicht auf die bei der Neuaufnahme des angrenzenden Blattes Ilmenau gewonnenen Erfahrungen einer Revision unterziehen.

Landesgeologe Dr. LORETZ wird die Kartirung der Blätter Königsee und Schwarzburg (G. A. 70; 23, 24) abschliessen.

Dr. ZIMMERMANN wird in den Blättern Plaue und Stadt Ilm (G. A. 70; 16, 17) die zu deren Vollendung noch erforderlichen Revisionsarbeiten ausführen.

Im südöstlichen Thüringen wird Bezirksgeologe Dr. BEYSCHLAG eine Begehung eines Theils der Blätter Römhild, Rieth, Heldburg und Coburg (G. A. 70; 38, 44, 45, 46) zur Druckfertigstellung der erstgenannten 3 Blätter ausführen.

Hofrath Professor Dr. LIEBE wird mit Unterstützung von Dr. ZIMMERMANN die Blätter Waltersdorf (G. A. 71; 18) und Lobenstein (G. A. 71; 32) fertigstellen und ausserdem die Aufnahme der Blätter Mielesdorf und Schönbach (G. A. 71; 28, 29) weiterführen.

Dr. PROESCHOLDT wird die Untersuchung der Blätter Sondheim und Ostheim (G. A. 69; 35, 36) fortsetzen.

Professor Dr. WEISS wird die im Vorjahre begonnene vergleichende Untersuchung des Rothliegenden und des Carbons in den verschiedenen Aufnahmegebieten, insbesondere in Thüringen und in der Rheinprovinz, fortsetzen.

III. In der Provinz Hessen-Nassau.

Im Regierungsbezirk Cassel wird die Bearbeitung des Blattes Waldeck-Cassel der Uebersichtskarte im Maassstabe 1:80000 durch Professor Dr. KAYSER, Dr. LEPPLA und Dr. DENCKMANN fortgesetzt werden.

Der nordöstliche Theil des Blattes, die Messtischblätter Wilhelmshöhe, Besse und die Westhälften der Blätter Cassel und Oberkaufungen (G. A. 55; 37, 43, 38, 44) umfassend, wird durch den Bezirksgeologen Dr. BEYSCHLAG bearbeitet werden.

Für die Specialkarte wird Professor Dr. KAYSER die Aufnahmen in den Blättern der Umgebung von Marburg weiterführen.

Die Blätter Neukirchen und Niederaula (G. A. 69; 7, 8), deren Bearbeitung Professor Dr. OEBBEKE dem Abschluss nahe geführt hat, werden von demselben in Gemeinschaft mit Dr. LEPPLA druckfertig vollendet werden.

Bergingenieur FRANTZEN wird die Kartirung der Blätter Birstein, Steinau und Schlüchtern (G. A. 68; 42. 69; 37, 38) in Angriff nehmen.

Professor Dr. BÜCKING wird für die früher begonnene Bearbeitung einer geologischen Karte und Abhandlung über die Umgegend von Bieber die noch erforderlichen örtlichen Untersuchungen anstellen.

Im Regierungsbezirk Wiesbaden wird Professor Dr. KAYSER die Aufnahme der Blätter über die Umgebung von Dillenburg-Herborn weiterführen.

Professor Dr. HOLZAPFEL wird die Aufnahme des Blattes St. Goarshausen (G. A. 67; 51) zum Abschluss bringen.

IV. In der Rheinprovinz.

Landesgeologe GREBE wird die Arbeiten für die Uebertragung seiner Aufnahme in der Gegend östlich und nordöstlich von Trier auf die von der Königlichen Landesaufnahme hergestellten neuen Messtischblätter fortsetzen.

V. In der Provinz Schlesien.

Landesgeologe Dr. DATHE wird die Blätter Reichenbach und Rudolfswaldau (G. A. 76; 14, 19) zum Abschluss bringen und in

dem Blatte Waldenburg (G. A. 75; 18) die Lagerungsverhältnisse der Eruptivgesteine und Tuffe untersuchen.

Bergrath SCHÜTZE wird die Aufnahme des Blattes Landeshut (G. A. 55; 17) beenden.

Secretär HALFAR wird im Falle frühzeitiger Beendigung der Aufnahme bei Goslar noch diejenige des Blattes Ruhbank (G. A. 75; 11) beginnen.

VI. Im Aufnahmegebiet des Flachlandes.

a) Im Uckermärkisch-Pommerschen Arbeitsgebiet.

Landesgeologe Professor Dr. BERENDT wird in der durch Revisionsreisen in die verschiedenen Aufnahmegebiete des Flachlandes nicht in Anspruch genommenen Zeit mit Hülfe des Culturtechnikers HÜBINGER und theilweise auch des Culturtechnikers WÖLFER die Aufnahme der Blätter Stettin und Christinenberg (G. A. 29; 32, 33) bewirken.

Landesgeologe Dr. WAHNSCHAFFE wird mit Hülfe des Culturtechnikers TOELLNER und GOSSNER nach Fertigstellung des Blattes Hindenburg (G. A. 28; 45) die Blätter Podejuch und Alt-Damm bearbeiten (G. A. 29; 38, 39).

Dr. SCHRÖDER wird die Aufnahme des Blattes Wallmow (G. A. 28; 41) beendigen.

Dr. BEUSHAUSEN wird das angefangene Blatt Gramzow beenden und sodann auf Pencun (G. A. 28; 47, 48) übergehen.

In der trockensten Jahreszeit wird derselbe den seiner niedrigen Lage wegen bisher unvollendet gebliebenen Theil des Blattes Gr.-Kreuz, sowie das anstossende Blatt Brandenburg (G. A. 44; 33, 32) innerhalb des havelländischen Arbeitsgebietes zum Abschluss bringen.

Dr. LATTERMANN wird zunächst die Osthälfte des in der Aufnahme begriffenen Blattes Ringenwalde (G. A. 28; 57) beenden und sodann die Blätter Hohenholz und Colbitzow (G. A. 28; 42. 29; 37) in Angriff nehmen.

Dr. G. MÜLLER wird die Blätter Löcknitz und Kreckow (G. A. 28; 36. 29; 31) aufnehmen.

b) Im Hinterpommerschen Arbeitsgebiet.

Bezirksgeologe Dr. KEILHACK wird nach einer Schlussrevision der Blätter Göttin, Lehnin, Golzow und Gr.-Damelang im havelländischen Arbeitsgebiete (G. A. 44; 38, 39, 44, 45) mit Hülfe der Culturtechniker POHLITZ, BALDUS und BURCK die Aufnahme der Blätter Gr.-Voldekow, Bublitz, Gramenz, Wurchow und Kasimirshof (G. A. 31; 1, 2, 7, 8, 9) fortsetzen und demnächst in südlicher Richtung auf Bärwalde, Persanzig und Neustettin (G. A. 31; 13, 14, 15) übergehen.

c) Im Aufnahmegebiet der Priegnitz.

Professor Dr. GRUNER wird nach Abschluss des Blattes Wilsnack (G. A. 43; 4) unter Hülfeleistung des Culturtechnikers BLÜTHNER die bereits im Vorjahre in Aussicht genommenen Blätter Glöwen und Demertin (G. A. 43; 5, 6) bearbeiten.

Dr. KLOCKMANN wird nach Beendigung des Blattes Tramnitz (G. A. 44; 2) das bereits in der Aufnahme begriffene Blatt Kyritz (G. A. 44; 1) fertig stellen und demnächst auf Blatt Lohm übergehen (G. A. 43; 12).

d) Im Aufnahmegebiet der Insel Rügen.

Professor Dr. SCHOLZ wird die Aufnahme der Blätter Bergen, Lubkow, Vilmnitz und Middelhagen (G. A. 11; 5, 6, 8, 9) zu beenden suchen.

e) Im Westpreussischen Arbeitsgebiet.

Dr. JENTZSCH wird die Aufnahme des begonnenen Blattes Riesenburg (G. A. 33; 18) zum Abschluss bringen und sodann diejenige des Blattes Rohdau (G. A. 33; 12) ausführen.

f) Im Ostpreussischen Arbeitsgebiet.

Dr. KLEBS wird die Aufnahme der Blätter Gr.-Schwansfeld und Langheim (G. A. 18; 52, 53) bewirken.

Dr. SCHRÖDER wird nach Beendigung des Blattes Wallmow (G. A. 28; 41) im Uckermärkischen Arbeitsgebiete die Aufnahme der Blätter Bischofstein, Rössel und Heiligelinde (G. A. 18; 58, 59, 60) weiterführen.



3.

Mittheilungen der Mitarbeiter der Königlichen geologischen Landesanstalt über Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1888.

Mittheilung des Herrn K. A. Lossen über die geologischen Kartenaufnahmen im Harzburger Revier.

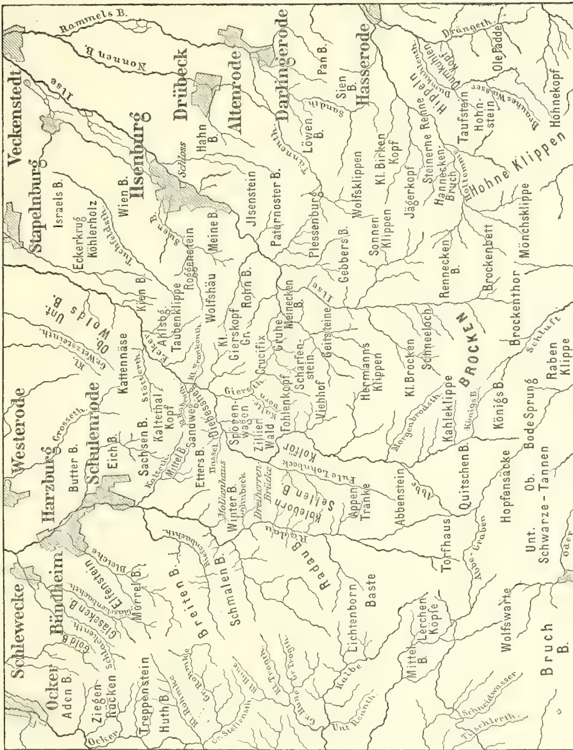
Der vorjährige Bericht hat Vorschläge behufs einer geologisch-petrographischen Gliederung des Brocken-Granits unter Einbeziehung der Harzburger und der Ocker-Granit-Massen, sowie der basischeren Eugranite, Diorite, Gabbros etc. gemacht. Aus den Ergebnissen der geologischen Aufnahmen im Sommer und Herbst 1888 mögen daher zuerst diejenigen Erwähnung finden, welche geeignet sind, das Urtheil über die Berechtigung einer solchen Gliederung zu vervollständigen und zu schärfen:

In der Gabbro-Granit-Zone, die sich von der Ostseite des Brocken-Massivs in südostnordwestlicher Richtung quer über das Holtemme-, Ilse-, Ecker- und Radauthal bis zur Ocker erstreckt, wurden die basischen Eugranite, welche bereits in Ilsethal am Meineckenberg beginnen und von dort in den Forstort Grube verfolgt worden waren, noch weiter nordwestwärts über das Ferdinandsthal hinaus fast bis zum Crucifix nachgewiesen, so dass der ganze Zug dieser mitten im Brockengranit auftretenden dioritischen und Gabbro-Gesteine vom Ilse-Thal bis nahe zur Wasserscheide zwischen Ilse und Ecker, am Crucifix, rund 2 Kilometer Länge misst.

Aber auch noch jenseits dieser Wasserscheide fehlen in der an den Ilsensteiner Granitzug südlich angrenzenden Granit-Region basischere Eugranitmassen nicht ganz; an Stelle eines zusammenhangenden Zuges treten aber hier vereinzelte hand- bis kopfgrosse Kerne in dem herrschenden sauren Granitit auf. Solche dunkler gefärbte und schwerere Kernmassen fallen z. B. in dem Hohlwege jenseits des Crucifix-Wegekreuzes auf, der in das Gr.-Giersthal und den Unt. Lobenklee hinunter führt; jenseits der Ecker hat sie der neue Forstfahrweg aufgeschlossen, der im Quellgebiet des Kl. Rabenthals im Forstorte Diebesstieg den Granit anschneidet. Lose Gabbro-Stücke, die man im nordöstlichen Diebesstieg mehrfach zwischen vorherrschendem Granit im Walde findet, können auch nicht leicht eine andere Deutung finden.

Auch kleinere zusammenhängende Massen von Gabbro-Gesteinen fehlen daselbst nicht, treten aber nicht rings von Granit umschlossen, sondern selbstständig im Eckergneiss neben Granit-Gängen als Gabbro-Gänge auf, ein Verhältniss, welches im südwestlichen Diebesstieg und im angrenzenden Forstorte Spörenwagen noch besser beobachtet wird. Es sind diese Gänge von Gabbro im sedimentären, metamorphosirten Gestein, als welches der Eckergneiss (vergl. weiter unten) gelten muss, nicht unwichtig; einmal, weil sie die Selbstständigkeit eines Gabbro-Eruptivmagmas neben der des granitischen Magmas besonders deutlich darthun, sodann, weil sie sich z. Th. sichtlich als Ausläufer der Gabbro-Stöcke erweisen und dann nach ihrer Streichrichtung mit deren innerer Structur verglichen werden können, endlich weil unter diesen Gängen neben den reinen Gabbro-Gängen doch auch solche nicht fehlen, die Gabbro und Granitit in derselben Spalte führen, während reine Granitit-Gänge auch vorhanden sind.

Somit bestätigen auch diese Eruptivgänge im Eckergneiss die bereits in früheren Berichten aus dem gegenseitigen Verhalten der beiden Eruptivgesteine und ihrer dioritischen Zwischenglieder im Dumkuhlen-, Holtemme-, Ilse- und Radauthal u. a. gewonnene Auffassung, dass die Gabbro-Eruption eine besondere Phase inmitten der Eruption der Granite des West-


Rommels B.
Nonnen B.
Ilse
Veckenstedt
Stapelnburg
Israels B.
Eckerkrug
Köhlerholz
Wien B.
Ilsenburg
Drübeck
Schloss
Hahn B.
Altenrode
Darlingerode
Pan B.
Sien B.
Hasserode
Löwen B.
Jlsenstein
Paternoster B.
Meine B.
Plessenburg
Wolfsklippen
Kl. Birken Kopf
Jägerkopf
Steinerne Renne
Hippeln
Taufstein
Hohnstein
Ole Padde
Drängeth.
Hohne Klippen
Hohnekopf
Hanneckenbruch
Mönchsklippe
Brockenbett
Rennecken B.
Sonnen Klippen
Gebbers B.
Roggenstein
Wolfshäu
Rohn B.
Meinecken B.
Taubenklippe
Kl. Gierskopf
Gr. Gierskopf
Crucifix
Gruhe
Scharfenstein
Geitsteine
Hermanns Klippen
Kl. Brocken
Schneeloch
BROCKEN
Brockenthor
Schluft
Raben Klippe
Königs B.
Kahleklippe
Bode Sprung
Quitschen B.
Hopfensäcke
Ob. Schwarze-Tannen
Unt. Schwarze-Tannen
Oder
Torfhaus
Abbenstein
Appen Tränke
Westerode
Harzburg
Butter B.
Schulenrode
Eich B.
Sachsen B.
Kaltethal Kopf
Kattennäse
Ob. Wolds B. Unt.
Ecker
Kolförr
Eule Lohnbeck
Spörenwagen
Zillien Wald
Fohlenkopf
Viehhof
Etters B.
Winter B.
Molkenhaus
Dreiherren Brücke
Sellen B.
Kaleborn
Radau
Radau B.
Schmalen B.
Breiten B.
Lichtenborn
Baste
Kalbe
Mittel B.
Lerchen Köpfe
Wolfswarte
Bruch B.
Schlewecke
Bündheim
Elfenstein
Glasecken B.
Gold B.
Morrel B.
Ocker
Aden B.
Ziegen Rücken
Treppenstein
Huth B.
Schneidwasser
L. Kraatz, Berlin.

harzes darstellt (vergl. Dieses Jahrbuch für 1881, S. 44—45, für 1882, S. XX — XXII und für 1887, S. XXVIII). Auch das relativ jüngere Alter des Gang-Granits im Verhältniss zur Gabbro-Formation findet seine Bestätigung, denn es sind nicht nur dieselben Granit-Varietäten, welche einerseits den Eckergneiss, andererseits den Stock-Gabbro durchsetzen, sondern es fehlen auch nicht Beispiele, wie z. B. im Diebesstieg, dass der Gang-Gabbro vom Gang-Granit durchtrümert wird. Da nun auch die grösste, rings vom Brocken-Massiv eingeschlossene Masse, jene eingangs erwähnte, circa 2 Kilometer lang südost-nordwestlich erstreckte basische Eugranit-Masse, von Ganggraniten (so z. B. im Forstort Gruhe) durchsetzt ist, sowie auch die Hohne-Diorit- (und Gabbro-) Zone am Ostrand des Massivs, deren zahlreiche und geringmächtige Granit-Gänge einer eingehenden Kartirung unterworfen wurden, so sind überall saure Gang-Granite die relativ jüngeren Eugranite, wogegen ein echter Gabbro-Gang im Granit noch nicht bekannt geworden ist innerhalb der Granit-Gabbro-Zone.

Dagegen herrscht westlich und nordwestlich des von Granit- und Gabbro-Gängen durchsetzten Nordendes der Eckergneiss-Scholle ein streifenweiser Wechsel von Gabbro und Granit in recht auffälliger Weise von der Hassel-Mündung durch die Forstorte Sandweg und Mittelberg und längs des Kleinen Hasselbachs bis über das Quellgebiet des Kaltenthals hinüber. Es ist scheinbar, als ob die im Eckergneiss getrennt auftretenden Gänge hier zu einem Bündel sich gegenseitig durchdringender Massen zusammengetreten seien. Aehnlich sind die Erscheinungen im Dumkuhlenthal und am Hinteren Dumkuhlenkopf bei Hasserode. Solche Stellen mag Jasche im Sinn gehabt haben, wenn er von Gabbro-Gängen im Granit an der Ecker berichtet. Es ist ja wohl einmal ein Gabbro-Streifen schmaler, als die beiden ihn einfassenden Granit-Streifen, wodurch leicht der Anschein eines Gabbroganges in Granit hervorgerufen werden kann, wie ich ja diesen Anschein 1880 (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XXXII, S. 214) auch für den von mir bei Hasserode im Granit entdeckten Biotit-Augit-Gabbro geltend gemacht habe, das endgiltige Urtheil

dabei aber dem Abschluss der Detailkartirung ausdrücklich vorbehaltend.

Wenn ich damals zu Gunsten einer klaren endgiltigen Beurtheilung Beobachtungen über solche Gangvorkommen gefordert habe, welche quer durch die Structurflächen des Nebengesteins und nicht nur parallel zu denselben aufsetzen, so haben besonders die Aufnahmen im Eckergebiet vortreffliche Gelegenheit zu solchen Beobachtungen dargeboten. Darnach kann kein Zweifel sein, dass der Granit in Gängen sehr häufig die Gabbro-Structur durchschneidet, während der umgekehrte Fall bislang nicht nachgewiesen werden konnte.

Der Gabbro des Harzes hat mehrfache Structur-Erscheinungen, solche, die mit seiner ursprünglichen Erstarrung zusammenhängen, und solche, welche von nachträglichen Druckwirkungen auf das feste Gestein [1]) herrühren. Auf eine Flaserung, flammige Zeichnung oder Bänderung (Schlierenstreifung), welche von dem Wechsel feldspath- oder aber diallag- oder glimmer- etc. -ärmerer oder -reicherer Gesteinslagen herrührt (striped gabbro skandinavischer oder englischer Autoren), wurde schon gelegentlich in dem 1882 veröffentlichten Aufsatze über den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz aufmerksam gemacht [2]) und dabei auch schon angegeben, es liege das Streichen dieser Primärstructur vorherrschend zwischen den Stunden des Kompasses hor. 2 und hor. 11 bei steilem west-

---

[1]) Von solchen secundären, auf das bereits erstarrte Gestein erfolgten Druckwirkungen seien die Ruschelklüfte erwähnt, welche man im Gabbro des Eckerthals, besonders längs der neuen Thalfahrstrasse oberhalb der Dreiherrnbrücke, beobachtet; noch bemerkenswerther dürften Parallelklüfte sein, die an derselben Strasse unterhalb der gedachten Brücke den Gabbro wiederholt in sehr geringem Abstande in saigere oder steil östlich einfallende, relativ dünne und glattflächige Platten theilen: so z. B. wurden auf 1 Schritt Wegelänge nicht weniger als 15 westöstlich streichende, saiger stehende Gabbro-Platten gezählt, im Mittel sonach von 2 Zoll Stärke; wenige Schritte entfernt streichen die Parallelklüfte nordsüdlich und theilen das Gestein in drei- bis neunzöllige, östlich geneigte Platten. Es ist bekannt, dass solchen secundären Druckwirkungen auch optische Anomalien, secundäre Zwillingsbildung und andere Molecularwirkungen im Mineralaggregat entsprechen (von Werweke, Neues Jahrb. f. Min. etc. 1883, II, S. 99 ff.).

[2]) Dieses Jahrbuch f. 1881, S. 44.

lichem Einfallen. Diese Beobachtungen rührten aus den grossen Steinbrüchen des Radau-Thals in der Umgebung des Bärenstein's her. Es hat darum Interesse, ihr Ergebniss mit dem neuerdings an der Ecker gewonnenen zu vergleichen. Die Wegeverbesserung des vom Molkenhause an der Muxklippe vorüber nach der Dreiherrnbrücke führenden Weges (des Harzburger Brocken-Weges) hat durch Sprengung zahlreiche Felsen gut aufgeschlossen; andere Entblössungen bieten die älteren und neueren Wege, welche oberhalb der Einmündung der Hassel im Ecker-Thale selbst verlaufen (Muxloch). Die zwischen der Muxklippe und der Dreiherrnbrücke gemessenen Streich- und Fallrichtungen der Lagentextur ergaben von N. nach S.: hor. 2; hor. 2; hor. $2^1/_4$; hor. 4; hor. 3; allemal war das Einfallen gegen W. gerichtet; oberhalb der Dreiherrnbrücke beim Abgang des neuen Touristenweges zum Scharffenstein streicht die Flaserung des porphyrartigen, porphyroidisch aussehenden Gabbros abermals hor. 3 mit nach NW. gekehrtem Einfallen, unterhalb der Muxklippe wurde dagegen am linken Ecker-Ufer hor. $12^3/_4$ in saigerer Stellung gemessen, etwas weiter flussaufwärts hor. $3^1/_4$ mit nordwestlichem Einfallen. Das Mittel der gemessenen Streichen beträgt darnach hor. 2,5, im Einzelnen aber geht die Stunde von SSW. immer mehr in die Meridianrichtung über, je mehr der Beobachter nach N. fortschreitet, beschreibt also jene Curve, die an der Convexität des Brocken-Massivs gegen den Unterharz und seiner Concavität gegen den Oberharz, sowie an zahlreichen Schichtenumstauungsbögen der Sedimente des Harzes so sichtlich hervortritt, während doch ihr Nachweis aus der inneren Erstarrungsstructur eines Eugranits, wie er hier erbracht ist, ein besonderes Interesse in Anspruch nehmen darf; einmal, weil solche Nachweise überhaupt seltener erbracht werden (zahlreiche Beobachtungen E. Reyer's zählen hierher), sodann aber im Hinblick auf die besonderen Gebirgsbauverhältnisse des Harzes, weil eine solche Uebereinstimmung der zufolge der Erstarrung fixirten Bewegungserscheinungen im Magma und der Umbeugung der Falten des Schichtgebirgs im Einklang steht mit der bereits aus anderweitigen Erscheinungen erweckten Vorstellung von der gleichsinnig zur Faltung erfolgten Aufpressung der Eugranite des Harzes.

Dasselbe Profil am Weg von der Muxklippe zur Dreiherrnbrücke abwärts, welches die eben mitgetheilten Daten über Streich- und Fallrichtung der Lagentextur des Gabbro geliefert hat, enthält nun aber auch zahlreiche, meist schmale, bald aplitische, bald pegmatitische, bald schlicht granititische Granit-Gänge im Gabbro. Davon wurden von N. gegen S. absteigend gemessen:

hor.	$11^{3}/_{4}$	streichend,	mit	Einfallen	gegen	W.
»	8	»				
»	7	»	»	»	»	N.
»	$8^{3}/_{4}$	»	»	»	»	NO.
»	$8^{1}/_{2}$	»	»	»	»	NO. steil,
»	3	»	»	»	»	NW.
»	2	»	»	»	»	NW.
»	$8^{1}/_{2}$	»	»	»	»	NO.
»	$1^{1}/_{8}$	»	»	»	»	W.

Wie aus den Zahlen ersichtlich, streichen von den 9 gemessenen Granitgängen 4 zwischen Stunde hor. 3 und hor. $11^{3}/_{4}$, also ungefähr in der Richtung der Gabbro-Textur, mit welcher dieselben hier auch das westliche Einfallen theilen, während doch ganz in der Nähe im Unteren Zillierwalde auf dem jenseitigen Ecker-Ufer Granitgänge im Gabbro beobachtet wurden, die bei gleichem Streichen (hor. $2^{1}/_{2}$ bis 11) die entgegengesetzte östliche Fallrichtung zeigen; die 5 anderen Gänge des Profils streichen dagegen in Stunden, die senkrecht auf der Richtung der Gabbro-Textur stehen, und fallen gegen N. und NO. Nur local wurde auf dem Winterberg zwischen der Ecker und der Radau, etwas nördlich von dem trigonometrischen Signal, eine ostwestliche, hor. 6—7 streichende saigere, bis 60^{0} N. fallende Lagentextur im Gabbro beobachtet. Die Granitgänge am Winterberg und Ettersberg pflegen durchschnittlich viel mehr gegen Mittag abweichend zu streichen. Die Zahl hor. 11, das ungefähre Mittel der vorstehend mitgetheilten Streichrichtungen der Granit-Gänge im Gabbro, lässt sich überhaupt als annähernde Mittelzahl für diese Gänge im Gabbro zwischen Ecker und Radau, beziehungsweise, falls wir den Eckergneiss und die anderen in den Gabbro eingesenkten Schollen der metamorphosirten Sedimente miteinbegreifen,

zwischen der Gabbro-Granit-Zone des Brocken-Massivs und dem Ockergranit geltend machen; sie tritt namentlich deutlich an dem am längsten ausgedehnten Zug der Granit-Gänge zwischen dem Fohlenkopfe und Zillierwald in SSO. und dem Ettersberge im NNW. hervor und schneidet spitzwinkelig über die zu 2,5 hor. ermittelte innere Textur des Gabbro hinweg.

Entsprechend der am nördlichst gelegenen Messpunkt angetroffenen nordsüdlich streichenden Gabbro-Lagentextur oberhalb der Hassel-Einmündung, streichen die deutlich als gangförmige Ausläufer der Gabbro-Stockmassen im Eckergneiss unterhalb dieser Mündung auftretenden Gabbro-Gänge ebenfalls in der Meridianrichtung. Eine Viertelstunde weiter thalabwärts dagegen streicht im linken Gehänge des Kl. Rabenthals ein Gabbro-Gang SO.—NW., entsprechend der Richtung des Ilsensteiner Granits, der in der Mündungsgegend des letzteren Thales die Ecker überschreitet. Diese jüngste Aufpressungsrichtung der Harzer Eugranite, die ihre sichtlichste Ausprägung in der Hauptaxe des Rammbergs zeigt, beherrscht auch schon die Anordnung der Massen innerhalb des vorherrschend granitischen Hauptantheils der Gabbro-Granit-Zone, ihr folgt in der Verbindungslinie zwischen dem Nordende der basischen Hohne-Eugranite und dem Nordende der basischen Harzburger Eugranite jener rings vom Granit eingeschlossene zwei Kilom. lange Zug basischer Eruptiv-Massen, der eingangs erwähnt wurde; nach ihr erstreckt sich auch die mittlere Hauptausdehnung der nordwestlich von der Eckergneissscholle auf dem hinteren Mittelberge und im Quellgebiete des Kaltenthales abermals zwischen Granit eingeschlossene Gabbro-Stock-Partie, nach welcher hin die nordsüdlich und die nordwestlich streichend im Eckergneiss aufsetzenden Gabbro-Gänge sichtlich convergiren. Die innere Structur (Lagentextur) dieser letzteren Gabbro-Stockmasse ist indessen noch nicht hinreichend erforscht, ihre äusseren Begrenzungslinien sind nach den Aufnahmen von E. Kayser und M. Koch bekannt, scheinen indessen für die innere Structur nicht ohne Weiteres maassgebend; denn Granit und Gabbro greifen hier mannigfach ineinander, ganz ähnlich,

wie im angrenzenden Forst Sandweg, was um so bemerkenswerther erscheint, als dieses Ineinandergreifen der basischen und sauren Eugranite, welches man auf dem Mittelberg beobachtet, auch nördlich vom Kaltenthal, örtlich bis über den Kaiserweg, anhält, wo der reine Ilsenstein-Granit des Kaltethalkopfs angrenzt. Stets aber zeigen die in directer Berührung mit den basischen Massen anstehend gefundenen Granit-Massen die compactere eugranitische, aplitische oder pegmatitische Structur der Granite, die man innerhalb des Harzburger Gabbro anzutreffen gewohnt ist; ausgesprochen drusige und pegmatophyrische, nach ROSENBUSCH's Bezeichnungsweise »granophyrische«, Granite kommen zwar hier vom Kaltethalkopf her dem Gabbro und selbst dem Olivinbronzit- oder Olivinhypersthen-[1]) (Serpentinbastit-) Fels sehr nahe, greifen aber nicht darin ein, soweit man es nicht mit bergab gerollten Blöcken zu thun hat.

Da aus solchem Verhalten bereits laut vorjährigem Bericht die Vorstellung gewonnen worden war, der Gabbro könne als Nebengestein des noch nicht verfestigten Granits dessen Erstarrung durch Abkühlung nicht beschleunigt haben, müsse vielmehr durch Wärmeabgabe verzögernd auf dieselbe eingewirkt haben, so wurden in diesem Sommer gelegentlich Beobachtungen behufs Bestätigung oder aber Widerlegung dieser Vorstellung angestellt. Dazu diente nicht nur die Begehung des Oberlaufs und Quellgebiets des Kaltenthals bei Harzburg, sondern noch weit mehr eine genaue Untersuchung der Structur des Granits zwischen dem Holtemmethal von der Steinernen Renne aufwärts und dem Braunen Wasser, beziehungsweise dem Dumkuhlenthal bei Hasserode. Dass die Granite der Renneklippe und des Hanneckenbruchs sehr zur Pegmatophyr-Structur neigen, war schon früher gezeigt worden; schreitet man aus dieser Gegend her über die Holtemme gegen Osten, also in der Richtung aus dem inneren, granitreichen Antheil der Gabbro-Granit-Zone auf die Diorite und Gabbros der Olen Padde und des Hinteren Dumkuhlenkopfs am Ostrande des Massivs hinzu, so trifft man am

[1]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1889, Bd. XLI, S. 163—165.

Taufstein und in den Waldungen, die von der Steinernen Renne und dem Hippelnkamme her nach den Hohensteinklippen führen, noch recht häufig wohl ausgeprägte Uebergänge vom Eugranit zum Pegmatophyr; nähert sich der Beobachter aber dann noch mehr der Grenze gegen die basischen Eugranite, so findet er in den Hohensteinklippen und im Gebohrten Stein, sowie in den in dieser Gegend behufs Gewinnung von Werkstücken schwunghaft betriebenen Granitspaltereien den normalen Granitit.

Auch die Kartirung der äusserst zahlreichen schmalen Granit-Gänge, welche in der Umgebung des Hohne-Forsthauses und von da nach dem Hinteren Dumkuhlenkopf hinzu die basischen Eugranite durchsetzen, führte zu der Erkenntniss, dass die meisten Spaltenausfüllungen im Diorit und Gabbro des Ostrandgebietes normaler, z. Th. durch grössere Orthoklase porphyrartig-körniger Granitit sind und dass, wenn zwar überdies, wie bei der sehr verschiedenen Weite der Spalten leicht erklärlich, granitporphyrartige, aplitische oder auch zu feinkörnig-stengligem Schriftgranit hinneigende Gänge darunter nicht fehlen, deren Vorkommen doch in keinem Verhältniss steht zu den pegmatophyrischen oder halbpegmatophyrischen Graniten im granitreichen Inneren der Gabbro-Granit-Zone oder gar im Zuge des Ilsensteiner Nachschubgranits.

Die porphyrartig-körnigen Gang-Granite auf dem hinteren Dumkuhlenkopfe lassen zuweilen einen Parallelismus der grossen Orthoklas-Einsprenglinge wahrnehmen, eine Erscheinung, welche im Ganggranit innerhalb des Harzburger Gabbros und des angrenzenden Eckergneisses wiederkehrt, hier aber in Verbindung steht mit Augengneiss-Graniten von häufig granulit-artigem oder besser -ähnlichem Habitus. Auch in diesen feinkörnigen Gneiss-Graniten, wie solche im Spörenwagen und Zillierwald und im nördlichen Sandwege zumal beobachtet worden sind, sind langovale, übrigens unregelmässig begränzte einfache oder nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Orthoklas-Einsprenglinge ein Hauptstructurelement der gneissähnlichen Structur, überdies aber ist der Biotit lagenweise angehäuft

und in diesen gleichsinnig mit der Längsaxe der Orthoklase orientirten Lagen roh parallel gerichtet, die dazwischen auftretenden biotitfreien oder -armen Lagen bestehen dagegen aus granulitischkörnigem Quarz-Feldspath-Mosaik ohne Parallelstructur. Unter dem Mikroskop fallen in diesem Mosaik vereinzelte Körnchen auf, die im parallel polarisirten Lichte zwischen gekreuzten Nicols korallenähnlich aussehen, indem Quarzstängelchen von rundlichem Durchschnitt in paralleler Stellung ein Feldspathkörnchen durchziehen, auch nimmt man mikroperthitisch flaserige oder fleckige Feldspathe wahr, beides Erscheinungen, die, ebenso wie der mit blossem Auge sichtbare Granat-Gehalt an Granulit noch besonders erinnern. Dennoch sind diese granulit-ähnlichen Massen ganz unzweifelhafter Ganggranit, durch Uebergänge mit dem normalkörnigen Granat-führenden Ganggranit verbunden [1]).

Anders dagegen verhält es sich mit dem sogenannten Eckergneiss, der auch nach den fortgesetzten Untersuchungen nur als eine echte, im Contact mit den Eugraniten stark metamorphosirte palaeozoische Sedimentärformation und zwar als Culmformation aufgefasst werden kann, wie ihn bereits die Geognostische Uebersichtskarte des Harzgebirges (1 : 100000) dargestellt hat. Darnach erscheint der Eckergneiss als eine besondere Ausbildungsfacies des Hornfels', wozu ihn schon F. Hoffmann, Zimmermann und Hausmann gezählt haben. Erst A. Streng und C. W. C. Fuchs haben in ihren 1862 im Neuen Jahrbuch f. Mineralogie etc. erschienenen Aufsätzen über den Gabbro und Granit des Harzes den Gneiss räumlich getrennt vom Oberharzer Schichtgebirge mit besonderer Farbensignatur dargestellt und mit Benutzung ihrer Darstellung hat ihn Fr. Ad. Roemer auf Prediger's Section Wernigerode (1 : 50000) alsdann abgegrenzt und zwischen die Eruptivgesteine eingereiht. E. Kayser's vorläufige Kartirung hat zwar das Fuchs-Roemer'sche Gneissgebiet so ziemlich in seinen Grenzen aufrecht erhalten, giebt jedoch innerhalb desselben örtlich einmal Grauwackenbil-

1) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XL 1888, S. 780 u. 781.

dungen an, vor allem aber lässt der zugehörige Bericht keinen Zweifel daran, dass die Untersuchungen den Forscher zur Auffassung F. Hoffmann's und der älteren Harzgeologen zurückgeführt haben: für E. Kayser ist der Eckergneiss ein metamorphosirtes Schiefer- oder Grauwackengebirge, seiner damaligen Vorstellung nach zur Tanner Grauwacke gehörig.

Indem wir diese Auffassung als die richtige bezeichnen, jedoch mit dem Unterschied, dass es sich nicht um die älteste, Tanner, sondern um die jüngste Culm-Schiefer und -Grauwacken-Formation handelt, müssen wir auf die scharfe Abgrenzung eines besonderen Gneiss-Gebietes von vornherein verzichten; es kann sich höchstens darum handeln, ob man eine besonders stark potenzirte Contactmetamorphosen-Zone annähernd umschreiben kann, ähnlich, wie dies am Rammberg durchgeführt worden ist, aber auch dabei stösst man bereits auf Schwierigkeiten.

Dieselben beruhen zunächst darin, dass die meisten vorgranitischen Schicht- und Eruptivgesteine des ganzen Blattes Harzburg mit Ausnahme der Bruchbergquarzit-Formation im SW. und NO., die indessen auch keineswegs ganz unverändert geblieben ist, fast durchweg metamorphosirt angetroffen werden, während doch der Grad der Metamorphose zahlreichen örtlichen Schwankungen unterworfen ist. So hat bereits der vorjährige Bericht das Vorkommen von Eckergneiss als umgewandelter Culmschiefer in Gesellschaft quarzitisch gewordener Culmkieselschiefer an der Poststrasse nach dem Torfhaus auf der Nordwestseite des Radaubergs erwähnt, d. h. von einer ganz beschränkten Stelle, die westlich der Gabbro-Formation liegt, während das Hauptverbreitungsgebiet des Eckergneiss umgekehrt östlich der Gabbro-Stöcke, zwischen diesen letzteren und dem Brocken-Massiv, sich befindet. Auch die umgewandelten Culmgrauwacken und Culmschiefer, die in grösseren Schollen zwischen dem Gabbro des Winterbergs vorkommen, haben mehrfach viel mehr das Aussehen des Eckergneisses als eines Grauwacken- oder Schieferhornfelses. Umgekehrt kommen nun aber auch innerhalb der von C. W. C. Fuchs, Roemer und E. Kayser abgegrenzten specifischen Gneiss-Region und ganz speciell im Ecker-Gebiete die allertypisch-

sten Schiefer- und Grauwacken-Hornfelse vor mitten zwischen den ausgesprochensten Eckergneissen, so besonders im Südhang des Diebesstiegs, wo ein neuer Forstfahrweg in halber Bergeshöhe vortreffliche Aufschlüsse gewährt, ferner im Kleinen Frankenthal und im Lobenklee in der Umgebung des Kalteborns, im Koleborn zwischen Kolebornsgrund und Appentränke u. a.

Wenn ein solches Ineinandergreifen der metamorphischen Hornfels- und Gneiss-Facies eine präcisere Abgrenzung der beiden Umwandlungspotenzen erschwert, so erleichtert es auf der anderen Seite das Studium der petrographischen Zusammensetzung und geologischen Gliederung und damit die Anbahnung des tieferen Verständnisses einer Gneiss-Formation, die schon in Manchem den Gedanken an ein Glied der Urschieferformation wachgerufen hat, während wir doch genöthigt sind, dieselbe als der Culmzeit angehörig zu betrachten.

Das genauere Studium der Ecker-Gneisse mit der Lupe und vor Allem unter dem Mikroskop lässt einen Theil derselben, der sich besonders dünnschiefrig erweist, ganz genau als das chemisch-mineralische Aequivalent unzweifelhafter Hornfelse der Culmschiefer erkennen. Bereits 1881 ist im 33. Bande der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft von dem Berichterstatter anlässlich der Beschreibung eines von demselben neu entdeckten Kinzigit-ähnlichen Granat-haltigen Cordierit-Gneisses (Dichroit-Gneiss) aus der Brockengruppe darauf hingewiesen worden, dass Cordierit-haltiger Hornfels nicht nur schollenförmig am Meineckenberg zwischen Granit anstehe, sondern in der Ecker- und Radau-Gegend häufiger anzutreffen sei, wenn auch der Granat-Gehalt darin nur ganz sporadisch sich zeige. In jenem Gneiss-Block aus dem der Ilse zuströmenden Schneeloch-Wasser ist Cordierit violblau (Iolith) deutlich sichtbar, aber auch nur ganz spärlich, die meisten Körnchen sind schon umgebildet in eine Pinit-artige (d. h. glimmerartige) Substanz, welche zusammen mit den ebenfalls häufig umgebildeten Feldspathkörnchen dem Querbruche des Gesteins einen dunkelgraugrünen Farbenton und einen stumpfen seifenartigen

Schein verleihen. Geleitet durch diese charakteristischen Eigenschaften ist es dem Berichterstatter gelungen, den nachträglich durch das Mikroskop bestätigten Cordierit-Gehalt in zahlreichen Hornfelsen und Eckergneissen nachzuweisen. Vom Goldberg bei Ocker und dem Nordabhange des Elfensteins zwischen Ocker und Radau, vom Winterberg und Radauberg im Wassergebiet des letzteren Flusses, d. h. aus Gegenden, wo theils der Zusammenhang der Schichten, theils die ganz unverkennbaren Kieselschiefer- und Grauwackeneinlagerungen oder -Einfaltungen zwischen die Cordierit-reichen Gesteine gar keinen Zweifel an deren Zugehörigkeit zum Culm aufkommen lassen, bis in das ganz ausgesprochene Eckergneiss-Gebiet, haben diese Gesteine den gleichen petrographischen Charakter, soweit es sich um die mineralische Durchschnittszusammensetzung handelt, wechselnd ist die Grösse und das procentische Verhältniss der betheiligten Mineralien und die bald mehr massige, bald mehr schiefrige Structur; auch bedingt der Eintritt oder das Ausscheiden von Nebengemengtheilen eine Verschiedenheit insoweit, als im Eckergneiss-Gebiet mit der Steigerung der sichtbaren Krystallinität und der häufigen Ausbildung der flasrig-schiefrigen Structur ein grösserer Reichthum an Nebengemengtheilen hervortritt.

Die durchweg herrschenden Gemengtheile sind Quarz, Feldspath (Orthoklas und Plagioklas), Cordierit, beziehungsweise die obgedachten Pseudomorphosen, und Glimmer (Biotit aber auch gar nicht so selten lichter weisser Glimmer, letzterer jedoch procentisch zurücktretend und mehr auf die Gneisse beschränkt). In den Culmschiefer-Hornfelsen ist von diesen Mineralien deutlich wahrnehmbar mit blossem Auge oder der Lupe gewöhnlich nur der Biotit, dessen stark glänzende bräunliche Blättchen aus der sonst feinkörnigen bis dichten Hornfels-Grundmasse hervorblitzen, während häufiger auch grössere zerlappte und von den körnigen Gemengtheilen mikroskopisch durchschossene Krystalloide desselben Minerals porphyroidisch daraus hervortreten. Weit seltener und bis jetzt in dieser Ausbildungsweise nur einmal in der Nähe des Kaltenborns in einem dem eigentlichen Eckergneiss-Gebiet angehörigen Hornfels gefunden sind

porphyroidische Andalusit-Krystalle, wie denn dieses in anderen Hornfels-Gebieten so regelmässig verbreitete Mineral im Harz viel mehr zurücktritt und so auch hier unter den körnigen oder säuligen Gemengtheilen bisher nur local beobachtet werden konnte. Gar nicht selten trifft man Turmalin, immer aber als Nebengemengtheil und dem entsprechend auch in anderen Hornfelsen und Gneissen, als den durch Cordierit charakterisirten. Augit-Mineralien, sowohl rhombische Bronzite als monokline Augite (wohl Diopside oder Fassaite von Malakolith-ähnlicher Mischung, welche auch in den Schieferhornfelsen der Wieder Schiefer auf der Südseite des Brockens nicht fehlen und daher hier nicht etwa auf den Contact mit Gabbro, vielmehr hier wie dort auf einen Kalk- oder Magnesia-Gehalt des unveränderten Sediments hinweisen dürften, sind nicht selten zu nennen, erreichen aber ihre Bedeutung erst in besonderen Einlagerungen. Dasselbe gilt von den Hornblende-Mineralien und von Granat.

Von solchen besonderen Einlagerungen sind zunächst Amphibolite zu nennen: Gesteine, die aus Hornblende, Plagioklas, einem lichtgrünlichgelb bis wasserhell durchsichtigen monoklinen Augit und Eisenerz bestehen und nach den anderweitig im Harz innerhalb der Hornfels-Zonen um die Eugranite gemachten Erfahrungen wohl am richtigsten als völlig umkrystallisirte Diabase aufzufassen sein möchten, womit auch ihre chemische Durchschnittzusammensetzung gut übereinstimmt. Auch ihr ganz spärliches Vorkommen in unbedeutenden Einlagerungen, wie solche in der Nähe des Kaltenborns im Wege gegen den Eschenbeck und im südöstlichen Antheil des Forstortes Koleborn, nahe dem Sellenberg, beobachtet worden sind, stimmt mit dem spärlichen Auftreten der Diabas-Einlagerungen im Oberharzer Culm-Schiefer in der Umgebung von Altenau und der Kattenäse überein. — Auch am Diebesstieg treten besondere Einlagerungen im Eckergneiss auf, ebenso auf dem Kamm südlich des Kl. Frankenthals auf dem jenseitigen rechten Ecker-Ufer. Diese haben aber äusserlich nicht das düstere Aussehen der Amphibolite, sind vielmehr lichtgrau bis grünlichgrau und erinnern durch ihre Eigenschaften überhaupt an die Kalksilicat-Hornfelse. Mikroskopisch und che-

misch erweisen sie sich gleichwohl den Amphiboliten verwandt, nur ist hier grüner Augit oder Bronzit ganz oder nahezu ganz an Stelle der Hornblende getreten, Plagioklas und Eisenerz daneben aber hier wie dort vorhanden [1]).

Eine andere auffällige Abart des Eckergneisses findet man ebenfalls im Forstorte Diebesstieg neben einem Granit-Gang anstehend und in Blöcken verbreitet in der Gegend, wo der vom Echoplatze über den Diebesstieg-Kopf laufende Weg sich gabelt. Es ist dies ein dem Kinzigit durch namhaften Granat-Gehalt angenäherter Cordieritgneiss, der mit grauen Gesteinen zusammen vorkommt, wie die soeben beschriebenen. Das leider wenig günstig aufgeschlossene Gestein, das rostfarben verwittert, zeigt auf dem frischen Bruch in blaugrauer bis blauschwarzer und dann stark fettglänzender und überstahlharter Grundmasse porphyroidisch eingewachsene blutrothe Granat-Körner, überdies Biotit und örtlich Quarzausscheidungen von unregelmässiger Gestalt. Unter dem Mikroskop erkennt man ausser diesen Mineralien vor Allem Cordierit und Feldspath, beziehungsweise auch Pseudomorphosen darnach, wie im Cordierit-Hornfels oder Cordierit-Gneiss, ferner aber in dichten Anhäufungen schwarmförmig gruppirt dunkelgrünen, in dickeren Schliffen undurchsichtigen, eisenreichen Spinell (Hercynit) in wohlbegrenzten oder verzerrten Octaëdern, meist aber in ganz unregelmässigen rundlichen oder länglichen Körnchen, endlich Sillimanit und lichten Glimmer. Das Vorkommen von Spinell in dieser Ausbildungsweise ist seit den Untersuchungen von Teller und von John über das Diorit-Gebiet von Klaussen in Tyrol und seine Contactbildungen mehrfach in den Producten der Contactmetamorphose beobachtet worden: im Harz hat Max Koch den Spinell in den metamorphosirten Einschlüssen des Kersantits von Michaelstein nachgewiesen und in Biotit-reichen Partieen des Harzburger Gabbro entdeckt, der Berichterstatter fand die Hercynit-Anhäufungen in einer der dunklen feinkörnigen Massen, welche der

[1]) Es wird vorerst noch des Studiums der mikroskopisch fein verdichteten Gabbro-Varietäten bedürfen, um diese grauen augitreichen Gesteine in ihrer geologischen Bedeutung richtig zu verstehen.

Granitit vom Kl. Birkenkopf bei Hasserode beherbergt und im normalen Cordierit-Eckergneiss des Kolför nahe der Granitit-Grenze. Auch das Kinzigit-ähnliche Gestein aus dem Schneeloch-Wasser auf der Nordseite des Brockens zeigte bei genauerer Untersuchung eines Dünnschliffs sehr kleine Anhäufungen des Spinell-Minerals. — Ein diesem auf dem östlichen Bergjoch des Diebesstieg anstehenden Vorkommen vergleichbares Kinzigit-ähnliches Gestein muss auch oberhalb des Lohnbecks im Radau-Thal selber irgendwo anstehend vorkommen, wie ein beim Wegebau gesprengter loser Block, von welchem Herr Koch eine Probe 1887 gesammelt hat, erweist.

Wichtiger, als solche locale Einlagerungen in derjenigen Varietät des Eckergneisses, die sich nach Vorstehendem als ein hoch potenzirt umgewandelter Culmthonschiefer oder Culmgrauwackenschiefer erweist, sind die weit zahlreicheren und auf grosse räumliche Ausdehnung erstreckten Wechsellagerungen der gröber körnigen, quarzreicheren glimmerärmeren, stets aber feldspath-(orthoklas- und plagioklas-) haltigen Eckergneisse mit der genannten schiefrigen Cordierit-Gneiss-Varietät. Sie sind als die Aequivalente der Oberharzer Culmgrauwacke anzusprechen und der Kürze halber fernerhin als »körniger Eckergneiss« bezeichnet. Dieses Gestein ist durch körnig-flasrige bis körnig-schiefrige Uebergangsgesteine mit den gewöhnlichen schiefrigen Cordieritgneissen ganz so verbunden, wie die Oberharzer Grauwacke durch solche mit den Grauwackenschiefern oder richtiger durch die Grauwackenschiefer mit den Culmschiefern. Dass der körnige Eckergneiss in der That das Aequivalent der Culmgrauwacke ist, ergiebt sich aus dem Umstand, dass er bereits mit Culmschieferhornfelsen wechsellagernd angetroffen wird und dass andrerseits örtlich statt seiner einfache, deutliche Grauwackenhornfelse mit dem typischen Eckergneiss wechsellagern. Ersteres ist in ganz unverkennbarer Weise in den Schollen der Fall, welche den Winterberg gegen das Radau-Thal ausser dem herrschenden Gabbro zusammensetzen, ebenso örtlich am Radauberg und in der Umgebung der Ettersklippe. Letzteres beobachtet man am zuverlässigsten in der Forstfahrstrasse, welche in halber Berg-

höhe den Forstort Diebesstieg auf dem linken Ecker-Ufer durchzieht und im Uebrigen vom Stötterthale bis zum Hasselbach reicht. Auch das Kleine Hasselthal und der »Kaiserweg« im Südhange des Kaltenthals bieten dafür Beobachtungspunkte. Was E. Kayser 1875 ganz local in beschränkter Weise als Grauwacke im Eckergneiss im Forstorte Spörenwagen ausgeschieden hat, ist körniger Eckergneiss mit Pseudomorphosen nach Cordierit, zu dessen Ausscheidung nicht mehr Berechtigung vorliegt, als zu derjenigen des körnigen Eckergneisses überhaupt. Diese letztere scheint geboten, um die Lagerungsverhältnisse und die Gliederung des Oberharzer Culms innerhalb der hochgradigen Potenz der Contactmetamorphose, welche der Eckergneiss als Ganzes darstellt, hervortreten zu lassen. Die zu diesem Ende im Laufe dieses Sommers gemachten Beobachtungen lassen jetzt schon erkennen, dass die Aufgabe durchführbar, wenn auch zeitraubend erscheint. Es erhellt dies daraus, dass auf grosse Erstreckung hin körniger Eckergneiss fehlt, während derselbe anderwärts sehr häufig ist oder allein herrscht. Die an die Ost- und Südgrenze der von der Ecker durchbrochenen Harzburger Gabbro-Partie angrenzenden Eckergneiss-Distrikte in der Umgebung des Fuhlen Lohnbeck's, am Alten Molkenplatz im nördlichen Kolför, im Zillierwald, Spörenwagen und Diebesstieg sind besonders reich an körnigem Eckergneiss; der mittlere Forst Koleborn, der Sellenberg, der mittlere und südliche Theil des Kolförs, der Fohlenkopf sind dagegen davon frei oder sehr arm daran. Zugleich aber treten in diesen letzteren Forstorten quarzitisch-körnige Einlagerungen ohne wesentlichen Feldspath-Gehalt auf, welche man trotz ihrer deutlichen Körnigkeit nach den in den letzten Jahren übereinstimmend von K. A. Lossen und M. Koch gemachten Erfahrungen als hochpotenzirt umkrystallisirte Culmkieselschiefer [1]) ansehen darf; es würden dies also sattelförmige Aufragungen der alleruntersten Culmstufe im Posidonomyen-Schichten-Aequivalent sein, während die körnigen Eckergneisse Muldenzonen in diesem Aequivalent dar-

[1]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XL, 1888, S. 591.

stellen würden. Ob man aber diese Muldenzonen nur als Aequivalent der Klausthaler oder aber der Klausthaler und der Grunder Grauwacke von Groddeck's aufzufassen hat, das kann erst dann klar gestellt werden, wenn die Osthälfte des Blattes Zellerfeld mit der Westhälfte des Blattes Harzburg in Einklang gebracht sein wird. Dem Berichterstatter ist bis jetzt nur auf dem Burgberg von Harzburg conglomeratische Grauwacke, die man der Grunder Grauwacke vergleichen könnte, bekannt geworden. — Die einheitliche petrographische Zusammengehörigkeit der körnigen und schiefrigen Eckergneisse, des Culmschiefer- und Culmgrauwacken-Aequivalents, giebt sich darin zu erkennen, dass Cordierit oder Pseudomorphosen danach den Grauwacken-Gneissen nicht ganz fehlen (Spörenwagen, Radauberg etc.), das Gleiche gilt vom Granat (Spörenwagen, Mittelkopf, Winterberg), von augitischen Mineralien (Koleborn) und Turmalin, der sonnenförmig-strahlige Ausscheidungen im körnigen Eckergneiss des eigentlichen Eckergebietes (Spörenwagen, Diebesstieg) ganz so, wie in demjenigen in den Hornfels-Schollen des Winterbergs am Lohnbeck bildet.

Mittheilung des Herrn M. Koch über Aufnahmen in dem nordöstlichen Theile des Blattes Zellerfeld.

Die Schichten, welche den Gebirgstheil östlich der Oker zusammensetzen, gehören theils dem Devon als Glieder des Ostflügels der grossen Oberharzer Devonpartie zwischen der Oker und Innerste, theils in dem grösseren südöstlichen Abschnitt dem Culm an. Sie sind sämmtlich durch den Okergranit, dessen westliches Randstück sich in das Gebiet hinein erstreckt, in mehr oder weniger hohem Grade metamorphosirt.

Der Okergranit bietet entgegen den geschlossenen oder nur wenig unterbrochenen Formen der beiden Hauptgranitmassive des Harzes, des Brocken und Ramberg, in seinen Umgrenzungen ein sehr wechselvolles Bild dar, dadurch hervorgerufen, dass zahlreiche bald stock-, bald mehr gangförmige, einheitliche oder verzweigte Granitmassen, welche in ihrer Gesammtheit einen mächtigen Trümerstock bilden, die Schichten unterbrechen. In dem auf Blatt Zellerfeld aus dem östlicher liegenden Hauptverbreitungs-

gebiet übertretenden Randstück desselben, von dem hier allein berichtet werden soll, wurden nahe an fünfzig solcher von Hornfelsmassen eingeschlossener Granitpartieen gezählt.

Der Granit nimmt im Westen seinen Anfang am Absturz des Vorderen Kahberges gegen die Oker, tritt in ziemlich bedeutender, über 1000 Schritt messender Breite auf das jenseitige Ufer über und setzt hier in stockförmiger, wenig unterbrochener Masse die Steilhänge des Ziegenrückens, Huthbergs und der Käste zusammen. Zahlreiche steil zinnenartig aufragende oder schroff aus dem Hange vorspringende Klippen, in mächtige Quadern und Schollen zertheilte Felspartieen und ausgedehnte Steinfelder herabgestürzter Blöcke legen Zeugniss ab von den Wirkungen der noch jetzt energisch thätigen Erosion und verleihen dem Okerthal in ihrer wechselvollen Erscheinung grossen landschaftlichen Reiz. Auf der Höhe jener Berge, gegen die Grenze des Blattes hin, löst sich die geschlossene Granitmasse in viele einzelne Trümer von sehr verschiedener Mächtigkeit und Längenausdehnung auf. Gleichzeitig treten gegen Norden und Süden hin immer neue Glieder des Stockes an die Oberfläche und ertheilen dem Ausdehnungsgebiet desselben an der Blattgrenze bedeutende Breite.

Die Längserstreckung der einzelnen Granittrümer ist nahezu quer gegen das Streichen der Schichten gerichtet, welches hier auch wie allgemeiner im Oberharz südwest-nordöstlichen Verlauf befolgt; sie wird demnach in tektonischer Hinsicht von der hercynischen Richtung beherrscht und deutet dadurch auf den Zusammenhang des Okergranits mit dem Granit der Brockengruppe hin.

Den sehr dankenswerthen, namentlich die chemische Seite berücksichtigenden Mittheilungen, welche C. W. C. Fuchs[1]) in seiner ausführlichen Arbeit »der Granit des Harzes und seine Nebengesteine« über den Granit des Okerthals macht, ist einiges hinzuzufügen. Veranlassung dazu war durch die mikroskopische Untersuchung und durch recht frisches Material einiger neu angelegter Granitspaltereien unter der Kästeklippe gegeben. Der

---

[1]) Neues Jahrbuch für Mineral., Geog., 1862, S. 769.

Granit — Granitit im Sinne ROSENBUSCH's, da sich von Glimmermineralien als wesentlicher Gemengtheil nur Biotit betheiligt — besitzt mit nur wenigen Ausnahmen durch das ganze Gebiet eine sehr gleichförmige Beschaffenheit. Die gering-mächtigsten Trümer sind in derselben Weise auskrystallisirt wie die mächtigen stockförmigen Massen. Ebensowenig lässt sich ein Unterschied in der Ausbildung der randlichen, an den Hornfels grenzenden Theile und der Kernmassen wahrnehmen.

Es sind in allen Vorkommnissen grosskörnige, aus weissem Orthoklas, hellem oder durch Zersetzung grüngefärbtem Oligoklas, farblosem oder grauem Quarz und tiefdunkelbraunem Biotit bestehende Gesteine. Hinsichtlich der Structur zeigen sich nur in sofern Schwankungen, als sich neben gleichmässig körnigem Gefüge mit normaler Erstarrungsfolge der Gemengtheile sehr häufig Hinneigung zu mikropegmatitischer Structur geltend macht. Im Okerthal selbst, an der Käste und am Huthberg ist sie so allgemein verbreitet, dass die gewöhnliche Ausbildungsform gänzlich zurücktritt. Je deutlicher sie zur Entwicklung gelangt, um so mehr nimmt das Gestein gleichzeitig drusige Beschaffenheit an, wenn dieselbe auch nicht so auffällig hervortritt wie im Ilsenburger und Andreasberger Granit der Brockengruppe.

Von den wesentlichen Gemengtheilen erscheint der Orthoklas in breit-tafelförmigen bis 2 Centimeter grossen einfachen oder nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Individuen. Sie sind meist nach der Klinoaxe etwas verlängert und werden von *P* und *M* beherrscht, ohne dass sich jedoch deutliche Flächen-Umgrenzung erkennen liesse. Nur wenn er in die Drusenräume des Gesteins hineinragt, zeigt er scharfe krystallographische Begrenzung durch die gewöhnlichen Flächen *P*, *M*, *T*, *l*, *x*, seltener *y*.

Der hohe, über 3 pCt. hinausgehende Gehalt an Natron, den die von FUCHS veröffentlichten [1]) Analysen angeben, hat seinen Grund in sehr feiner mikroperthitischer Verwachsung mit Albit. In den mikropegmatitischen Abarten ist der Orthoklas randlich, besonders reichlich an den kürzeren Seiten, mit Quarz durch-

[1]) a. a. O. S. 789.

wachsen, während der Kern gewöhnlich davon frei bleibt. Entweder dringen die Quarzkörnchen unregelmässig gegen die Mitte des Feldspathes vor, oder eine scharf abgegrenzte quarzreiche Zone umhüllt einen quarzfreien Kern. Gewöhnlich wird dieses Durchwachsungsverhältniss schon unter Zuhilfenahme der Lupe sichtbar. Es kann jedoch einerseits bis zu sehr feiner mikroskopischer Durchdringung herabsinken, andererseits wie in der Umgebung grösserer Drusenräume sich zu deutlichem Schriftgranit entwickeln, ebenso wie auch die feine mikroperthitische Verwachsung in einigen grossdrusigen Graniten von der Käste und der Gabel des Baches im Kuhschützenthal, zu makroskopischer Durch- oder Umwachsung des Orthoklas mit Albit hinüberführt. Ist einmal Hinneigung zu mikropegmatitischer Structur vorhanden, dann zeigen auch die grösseren, zwischen den Orthoklaskrystalloiden liegenden Quarzkörner theils scharfe, theils mehr gerundete dihexaëdrische Form und greifen in die Feldspathsubstanz mit ein. Die Betheiligung des Oligoklas an der Zusammensetzung, seine Form und Vertheilung im Gestein tritt durch die schon erwähnte Umwandlung in eine grüne pinitoïdartige Substanz recht deutlich hervor. Er verhält sich gegenüber dem Orthoklas idiomorph, seine Schnitte zeigen daher weit eher regelmässige Umrandungen als jener und nehmen auch gewöhnlich an der Verwachsung mit Quarz keinen Antheil. Die Menge desselben ist nicht in allen Vorkommnissen die gleiche; der normale Granit scheint ärmer daran zu sein, als die mikropegmatitischen Spielarten. Selbst in dem verhältnissmässig frischen Gestein der erwähnten Granitspaltereien trifft man ihn ganz frisch nur selten an, gewöhnlich hat auch hier die Umwandlung schon Platz gegriffen, und wenigstens den Kern verändert. Nach der Analyse, welche Fuchs von dem Zersetzungsproduct mittheilt, beruht die Umwandlung auf Fortführung des Kalkgehaltes unter Zufuhr von Wasser, während der Gehalt an Kieselsäure, Thonerde und Alkalien derselbe bleibt. Das Mikroskop giebt keine Auskunft über die Natur des Zersetzungsproductes, die Schnitte erscheinen durch ein feines Aggregat winziger, nicht bestimmbarer Körnchen getrübt, dem als weiteres secundäres Product zahlreiche Flitterchen eines hellen Glimmers beigemengt

sind. Der Glimmer des Gesteins, ein tief dunkelbrauner Biotit, ist nicht gleichmässig in einzelnen Blättchen vertheilt, sondern zu Putzen und Nestern angehäuft. Seine Umwandlung zu einem matten, dunkelgrünen bis schwarzen chloritischen Product unter Neubildung von Epidot und Magneteisen ist die bekannte. An accessorischen Gemengtheilen: Erzen, Apatit und Zirkon ist der Granit des Okerthals recht arm; die beiden letzteren Mineralien erscheinen zudem immer nur als Einwachsungen im Glimmer. Granat wurde nur selten beobachtet. FUCHS erwähnt ihn vom Ziegenrücken, er kommt jedoch auch an anderen Punkten, unter der Käste und am Romkerkopf, vor.

Eine besondere Gruppe bilden die Drusenmineralien. Es gehören hierher Turmalin, Flussspath, Albit, Muscovit, ferner Kalkspath und Epidot. Die Drusen, in denen sich diese Mineralien abgesetzt haben, sind primäre bei dem Krystallisationsact gebildete Hohlräume und empfangen ihre Begrenzung durch die mit Krystallendigung aus der geschlossenen Gesteinsmasse hervorspringenden Gemengtheile. Sie besitzen daher ganz unregelmässig-eckige Form sind gewöhnlich nach einer Richtung etwas verlängert, bisweilen auch verzweigt, weisen aber immer nur geringe Dimensionen auf. Viel seltener sind kluftartige oder auch linsenförmige und gerundete Erweiterungen von etwas grösserer Ausdehnung, welche sich von den Drusen insofern unterscheiden, als Schriftgranit oder Orthoklas mit Umwachsungen z. Th. recht grosser Albitkrystalle die Auskleidungsmasse bildet. Trotz dieser abweichenden Entwicklung macht es der Verband mit der geschlossenen Gesteinsmasse und die allmähliche Entwicklung der abweichenden aus der normalen Beschaffenheit unwahrscheinlich, dass diese pegmatitischen Bildungen des Okergranits in genetischer Beziehung eine andere Rolle spielen als die Gemengtheile des Gesteins.

Turmalin tritt im Okergranit etwas häufiger hervor als in der Andreasberger und Ilsenburger Randzone des Brockengranits. Die eine allgemeinere Verbreitung voraussetzende Angabe von FUCHS, dass der Glimmer des Gesteins innig mit ihm gemengt und durchwachsen sei, kann ich nicht bestätigen. Es liegt wohl Verwechse-

lung mit dem oft recht dunkeln chloritischen Zersetzungsproduct des Glimmers oder mit dem secundär aus diesem gebildeten Magneteisen vor. Der Turmalin bildet Büschel prismatischer Kryställchen, seltener einzelne grössere Krystalle, und erscheint vorherrschend zwischen den pegmatitischen und makroperthitischen Massen der erwähnten kluftartigen Räume, setzt jedoch auch an mehreren Stellen der Kästeklippen allein oder mit Quarzkryställchen bis faustgrosse, rundliche Anhäufungen im Gestein zusammen. In den eckigen Drusenräumen ist er ein seltener Gast. Um so häufiger erscheint hier Flussspath in violetten, seltener farblosen oder grünen Kryställchen einfacher Form (∞ 0 ∞ allein oder mit 0). Bei sorgfältiger Beobachtung wird man ihn in keinem Stück der drusigen Granitvarietät vermissen. Verhältnissmässig selten zeigt sich in den Drusenräumen ein heller Glimmer mit den optischen Eigenschaften des Muscovits, ebenso spärlich tritt ein secundäres Product, hellgrüner strahliger Epidot, auf.

Mehr Interesse als die letztgenannten Mineralien beansprucht eine aus Granit nur selten erwähnte Beobachtung[1]), zu welcher die frischen Anbrüche der Granitspaltereien unter der Käste Anlass gaben. Die eckigen Drusenräume des Granits zeigen sich nämlich hier mit Kalkspath, dem nach einer angefertigten qualitativen Analyse Carbonate des Eisens und der Magnesia beigemischt sind, erfüllt. Die für gewöhnlich weisse oder gelbe Farbe des Minerals nimmt häufig nach Art des Braunspaths eine tiefbraune Färbung an, eine Aenderung, welche durch Ausscheidung zahlreicher mikroskopischer Limonittheilchen hervorgerufen wird. Ganz in derselben Weise, wie er so häufig als secundäres Product die Mitte von Mandelräumen oder secretionärer Drusen erfüllt, erscheint er auch hier zweifellos als nachträglich entstandene Füllmasse, in welche die Krystallenden der Drusenmineralien hineinragen. Die Zersetzung des Oligoklas, die im Wesentlichen auf Auslaugung des Kalkgehaltes beruht, hat wohl theilweise den Stoff zu seiner Bildung geliefert. Man findet ihn übrigens nur in jenen tieferen frischen Anbrüchen, also den vor der Einwirkung der

---

[1]) cf. Rosenbusch Mikroskp. Phys. d. m. Gest. II. Aufl., S. 34.

Atmosphärilien mehr geschützten Kernmassen des Granits. In den durch lange Zeiträume hindurch der Verwitterung ausgesetzten Gesteinen der freiliegenden Klippen und der angewitterten Hülle des Granits sind die Drusen hohl, der Kalkspath ist durch Wiederauflösung fortgeführt.

Oertliche Abänderungen von der beschriebenen Ausbildungsweise des Granitits sind im Bereiche des Blattes Zellerfeld nur ganz vereinzelt zu verzeichnen. Auf der Höhe des Vorderen Ziegenrückens finden sich hier und da zwischen den mächtigen Blöcken des grobkörnigen Granits Bruchstücke feinkörniger Abarten mit beiderlei Glimmer und grösseren porphyrischen Orthoklaskrystallen, ferner kommen am Hange unter der Ziegenrückenklippe als Andeutung einer Phorphyrfacies der Okergranits wenige Stücke eines hellen dichten Quarzporphyrs mit grossen Quarzdihexaëdern vor, an keinem dieser beiden Punkte lassen sich jedoch die Beziehungen zu der Hauptgranitmasse feststellen. Erst jenseits der Blattgrenze, in der nördlichen Randzone des Okergranits auf Blatt Harzburg, am Goldberg, Radebrak, Gläsekenberg und Elfenstein spielen in substantieller wie structureller Hinsicht vom normalen Granit abweichende Ausbildungsformen eine hervorragendere Rolle. Das Gebiet wird durch zahlreiche schmale, z. Th. nur wenige Schritt mächtige, gangförmige Glieder durchsetzt, die sämmtlich der hercynischen Richtung folgen und trotz ihrer geringen Gesammtmächtigkeit Veranlassung zu einer sehr hochgradigen Umwandlung der angrenzenden Sedimente gegeben haben. Nur in wenigen dieser Gänge ist der grobkörnig eugranitische Charakter oder dessen mikropegmatitisch-drusige Spielart gewahrt geblieben. Die meisten derselben sind mittel- bis feinkörnig oder porphyrartig granitisch erstarrt. Einzelnheiten in der Ausbildung, wie Vertheilung, Mengenverhältniss und Farbe der betheiligten Mineralien, oder auch Hervortreten accessorischer Gemengtheile wie des Granat ertheilen fast jedem einzelnen dieser Gänge einen besonderen Habitus. Von Bedeutung für die Auffassung der gesammten Granitmassen zwischen Oker und Radau ist es, dass sich hier Ausbildungsformen einstellen, welche mit ihrem Reich-

thum an Plagioklas und durch Aufnahme von Malakolith und Bronzit zu den basischen Eugraniten, den Gabbrogesteinen hinüberführen. Es sind Glieder der Gabbro - Granit - Zone Lossen's [1]).

Granitcontactmetamorphose. Die Schichtgesteine, welche sich an dem Aufbau des kartirten Gebietes betheiligen, gehören, wie eingangs bemerkt, dem Devon und Culm an. Von ersterem sind entwickelt: Spiriferensandstein, Calceolaschichten, Goslarer Schiefer und Kramenzel, von letzterem Kieselschiefer, Posidonienschiefer und Grauwacken. Die grosse Mannigfaltigkeit der diesen Stufen angehörigen Gesteine, Sandsteine, Kalksteine, Thonschiefer, Kieselschiefer und Grauwacken hat zu einer grossen Reihe veränderter Gesteine Veranlassung gegeben, deren Zahl noch dadurch vermehrt wird, dass auch hier im Allgemeinen die Beeinflussung mit Annäherung an den Granit zunimmt. Von einer Gliederung des Contactringes in einzelne Steigerungszonen der Metamorphose, wie sie in Gebieten, wo reinere Thonschiefermassen den Granit umgeben, durchgeführt worden ist, musste in Folge des häufigen Wechsels verschiedenartigster Gesteine und der stark durchbrochenen, zerrissenen Gestalt der Granitmasse Abstand genommen werden. Die ersten Stadien der Schiefermetamorphose, Knotenthonschiefer und Knotenglimmerschiefer, sind überdies nur ganz vereinzelt zur Entwicklung gelangt. Die Untersuchung über die Veränderungen, welche die genannten verschiedenartigen Sedimente erlitten haben, ist noch nicht in allen Einzelheiten abgeschlossen, es lässt sich jedoch schon so viel übersehen, dass im Wesentlichen dieselben Umwandlungen, wie sie auch in anderen Granitgebieten, besonders im Harz, am Ramberg und Brocken, durch die Untersuchungen von K. A. Lossen bekannt geworden sind.

Die im unveränderten Zustand feinkörnigen, lockeren Sandsteine der Spiriferensandsteinstufe haben sich in der Granitnähe zu zähen, splittrig brechenden, sehr dichten und schwach fettglänzenden Quarziten umgebildet, eine Aenderung, die im Wesent-

---

[1]) Dieses Jahrb. 1882, XX und 1887, XXVII.

lichen auf Rekrystallisation der klastischen Quarzkörnchen und Umkrystallisirung des Bindemittels derselben beruht; die schiefrig-sandigen Glieder der Stufe nehmen in Folge Neubildung von Biotit einen um so mehr hervortretenden, violetten Ton an, je mehr im ursprünglichen Zustand die Schiefersubstanz überwiegt.

Die dichten, blaugrauen Kalksteine der Calceolaschichten sind zu hellfarbigen grauen und grünlichen, splittrigen Kalksilicathornfelsen umgeändert, sehr fein-krystallinischen Gemengen von ganz überwiegend Malakolith mit untergeordnetem Quarz, Epidot, Vesuvian bisweilen auch Zoisit und Granat. An die Stelle der dünnspaltenden Thonschiefer der Stufe treten bräunliche oder violette Schieferhornfelse, die aus einem sehr feinkrystallinen nur unter Zuhilfenahme starker Vergrösserungen sich auflösenden Gemenge von wesentlich Quarz und braunem Glimmer bestehen. Zwischenglieder der reineren Kalksilicatmassen und der Schieferhornfelse werden von durch Kalksilicatlagen bald regelmässig feingestreiften, bald mehr geflammten Hornfelsen gebildet. Je nach der Menge des ursprünglichen Kalkgehaltes überwiegt bald das helle Kalksilicat, bald die violette, dichte Schieferhornfelsmasse. Bisweilen lockert sich das dichte Gefüge des Kalksilicatgemenges, nimmt eine mehr drusige Beschaffenheit an und lässt dann schon mit unbewaffnetem Auge Neubildungen von grünem Granat und Epidot erkennen. Die dichten Kalksteine der Kramenzelstufe zeigen entweder Umbildung zu dem beschriebenen dichten Kalksilicat, in dem Malakolith ebenfalls ganz vorwiegend zur Entwicklung gelangt ist, oder sie sind zu feinkörnigem bis grobspäthigem Kalk umkrystallirt, dem fast stets, wenn auch nicht immer in sichtbarer Weise, Körnchen oder Kryställchen von rothem oder grünem Granat, rothbraunem Vesuvian (Egeran) und hellgraugrüner Augit eingestreut sind. Löst man nämlich derartige Kalksteine in Salzsäure auf, so bleibt fast immer ein Rückstand, der aus jenen Mineralien besteht.

Culmkieselschiefer waren bisher auf der Ostseite des Devons nur von einem Punkte, im Sülpkethal bei Romkerhalle,

durch Herrn A. HALFAR [1]) bekannt geworden. Die letztjährigen Untersuchungen haben dargethan, dass sie viel allgemeiner verbreitet sind, als man nach dem Fehlen jeglicher Angabe älterer Autoren annehmen konnte. Sie lagern sich überall den Kramenzelschichten in gewöhnlich ziemlich schmaler Zone auf; nur auf der Höhe des Vorderen Ziegenrückens weisen sie einmal bedeutendere, mehrere 100 Schritt messende Mächtigkeit auf. Dass sie trotzdem der Beobachtung bisher entgangen sind, erklärt sich durch ihre Umbildung zu zuckerkörnigen, meist hellfarbigen Quarziten von derselben Beschaffenheit, wie sie auch im Culm auf Blatt Harzburg und im metamorphen Unterdevon auf der Nordostseite des Brockengranits angetroffen wurden [2]).

Die veränderten Culm-Thonschiefer des Gebietes nehmen nur ganz vereinzelt jene Ausbildung an, die man als Knotenthonschiefer oder Fleckschiefer bezeichnet. In dem weitaus grösstem Theile des Gebietes macht sich der Beginn der Metamorphose nur durch Härtung und Zurücktreten der Spaltbarkeit bemerkbar, ein Zustand, der sich bei weiterer Annäherung an den Granit bis zu grossem Härtegrad und vollständigem Verlust der Spaltfähigkeit steigert. Es bilden sich dann zuletzt Gesteine aus, die in frischem Zustand mit ihrer sehr dichten Beschaffenheit, ihrem, im grossen muschligen, im kleinen splittrigen Bruch, durch Fettglanz und dunkle Farben echten Lyditen nicht unähnlich sehen. Die Mineralneubildungen, vorwaltend Quarz und Biotit, bleiben gewöhnlich in der sehr dichten Masse des Gesteins versteckt. Derartige Gesteine als Umwandlungsproduct der Culmthonschiefer finden sich ganz allgemein verbreitet in dem Gebiet zwischen der Gr. Romke und einer ostwestlich verlaufenden Bruchlinie, welche zwischen Vorderem und Hinterem Ziegenrücken durchsetzt und in ihrem östlichen Theil mit einem mächtigen bis zum Elfenstein auf Blatt Harzburg verfolgten Quarzgang zusammenfällt. Nördlich dieser Bruchlinie an

---

[1]) Ueber die metamorphen Culmschichten in der Nähe von Romkerhalle. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1877, S. 65.

[2]) Dieses Jahrb. 1887, S. XXX u. XXXVI.

der Grenze des Blattes Zellerfeld und weiter östlich in dem Theil des Gebirgsstückes, in welchem die erwähnten schmalen Gänge abweichender granitischer Gesteine aufsetzen, ist die Umwandlung der Culmthonschiefer viel weiter vorgeschritten. Es sind hier durchweg vollkrystalline Gesteine, welche sich im Stück durch massigen Charakter und durch sehr augenfälliges Hervortreten zahlreicher brauner Glimmerblättchen auszeichnen. Das sehr klare mikroskopische Bild dieser Hornfelse lässt erkennen, dass ausser Quarz und Biotit sich reichlich pinitartige Pseudomorphosen nach Cordierit, Magneteisenkörnchen und Muscovit an der Zusammensetzung betheiligen. Der Gehalt an Cordierit ist ein wechselnder. In solchen Hornfelsen, die sehr reich daran sind, macht er sich dadurch bemerkbar, dass die Gesteinsmasse zwischen den einzelnen Glimmerblättchen eine grünliche Färbung und speckigen Glanz annimmt. Ausser den regelmässig in das Quarzmosaik eingestreuten Glimmerblättchen treten in einigen Varietäten grössere Glimmerlappen porphyrartig hervor, die dann von den anderen Gemengtheilen siebartig durchbrochen werden.

Von dem glimmerreichen, Cordierit führenden Hornfels (I) und der eben erwähnten Abart mit porphyrisch hervortretenden Glimmerlappen (II) wurden auf meine Veranlassung im Laboratorium der Königl. Bergakademie zu Berlin durch die Herren A. Hesse und Dr. R. Fischer Analysen angefertigt.

Wie der Vergleich mit der Analyse eines unveränderten Culmthonschiefers (III) ergiebt, stimmt die Zusammensetzung der Hornfelse, trotz der hochgradigen Veränderung im mineralogischen Bestand mit derjenigen des unveränderten Schiefers nahezu überein.

	I. Hornfels. Vorderer Ziegenrücken	II. Goldberg, Steinbruch an der Chaussee	III. Posidonienschiefer [1]). Neuer Richtschacht bei Clausthal
SiO_2 . . .	58,74	59,00	57,99 pCt.
TiO_2 . . .	0,93	0,94	0,32 »
Al_2O_3 . . .	19,13	19,26	23,42 »
Fe_2O_3 . . .	1,04	1,11	0,49 »
FeO . . .	6,48	6,25	5,06 »
CaO . . .	0,73	0,61	1,65 »
MgO . . .	2,91	3,01	1,20 »
K_2O . . .	4,08	3,60	3,50 »
Na_2O . . .	1,96	1,89	1,32 »
H_2O . . .	3,32	4,25	3,39 »
SO_3 . . .	0,62	0,13	0,17 »
P_2O_5 . . .	0,14	0,13	— »
C	0,56	0,38	0,74 »
CO_2 . . .	—	—	1,12 »
	100,64	100,56	100,37 pCt.
spec. Gew. =	2,7530	2,7601	—

Mittheilung des Herrn A. Halfar über Aufnahmen im Gebiete der Blätter Goslar und Zellerfeld.

In dem nordwestlich der Varley und westlich des untersten Laufes der Grane gelegenen Theile des eigentlichen alten Harzgebirges, welcher diesmal auf Blatt Goslar westlich der alten Kaiserstadt aufgenommen wurde und aus Mitteldevon, nämlich Goslarer, beziehungsweise Wissenbacher Schiefer mit zahlreichen Diabaseinlagerungen, ferner aus Diluvium am nördlichen Harzrande gebildet wird, ist Folgendes zu erwähnen.

Goslarer Schiefer. Die hinsichtlich ihrer petrographischen Beschaffenheit bekannten, häufig als Dachschiefer ausgebildeten mitteldevonischen Thonschiefer, welche leider blos an drei Stellen,

[1]) Die Analyse wurde der Arbeit A. v. Groddeck's »Studien über Thonschiefer, Gangthonschiefer und Sericitschiefer«, Dieses Jahrb. 1885, S. 3 entnommen.

und zwar durch verlassene Dachschieferbrüche, deutlich aufgeschlossen sind, haben an organischen Einschlüssen nur schlecht erhaltene Reste in zwei Diabascontactgesteinen geliefert und scheinen in diesem Gebietstheile überhaupt sehr petrefactenarm zu sein. Hinsichtlich ihres stratigraphischen Verhaltens ist zu bemerken, dass diese Schiefer in dem Herzoglich Braunschweigischen Dachschieferbruch nahe dem südlichen Blattrande, einige hundert Schritt westlich der Vereinigung des Weiden- mit dem Varleythale, südsüdwestlich von Astfeld, zu steilen, 7 Meter hoch aufgeschlossenen Sätteln aufgestaut sind, deren beide Flügel nach SSO. hin einfallen, u. z. der steiler geneigte liegende unter 55—58^{0}. Dabei liegt die als örtliches Hauptstreichen aufzufassende durchschnittliche Längsrichtung der in dieser zumeist nach W., indess auch ostwärts geneigten Sättel, beziehungsweise Mulden, in h. 5. 6, wogegen die Transversalschieferung in h. 4. 4 streicht und unter 35^{0} nach SO. fällt, und eine sehr steil, zumeist westwärts geneigte scharfe, glattflächige Zerklüftung örtlich genau rechtwinklig, nämlich in h. 11. 6, die Schichtenfalten durchschneidet. Da hiernach das hiesige Streichen (in h. 5. 6) von dem etwa zu h. 3. 6 anzunehmenden allgemeinen Streichen der Devon- und Culmschichten weiter südwestlich im Oberharze um 30^{0} aus der südwest-nordöstlichen sogenannten niederländischen Faltungsrichtung nach O. hin abweicht, so kann dieses Verhalten vielleicht der in dieser Weise umbiegenden Einwirkung des hercynischen auf das genannte Faltungssystem zugeschrieben werden. Dass jedoch eine solche Umbiegung des herrschenden südwestlicheren Streichens von der Südgrenze des Blattes nach dem nördlichen Harzrande hin nicht überall, und zwar, je näher demselben, um so merklicher eintrat, beweist die Lage der Thonschieferfalten in h. 2. 4 [1]), welche 1885 dicht südlich jenes Randes in dem verlassenen Dachschieferbruche westlich der Ausmündung des Scheepthales aus dem eigentlichen Harze beobachtet wurde.

Die in den Goslarer Schiefern auftretenden Diabase sind ganz wie am sogenannten Osteroder Grünsteinzuge sowohl in dem

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1885, S. xxx.

körnigen wie in dem makroskopisch dichten Vorkommen ausgebildet, wobei allerdings in hiesigem Gebiete das letztere gegen das erstere ungleich mehr zurücktritt als dort. Sehr grobkörnigen Diabas zeigen besonders die nördlichen Felsklippen des Westerberges südsüdöstlich Langelsheim und der flache Rücken des Dröhneberges südöstlich von letzterem. Auf dem östlicheren der beiden höchsten Gipfel der orographisch recht auffälligen Westerbergkuppengruppe ist das im Ganzen sehr dunkle, höchst grobkörnige Gestein durch pechschwarze, bis über 5 mm lange Säulen des augitischen Gemengtheils und hell lauchgrüne, seltener weisse Plagioklaskrystalle von 6 Millimeter Länge ausgezeichnet. Dichter Diabas findet sich am schönsten am untersten Ende des Varleythales aufgeschlossen, u. z. als ächter Diabasmandelstein nordöstlich des mächtigen Todtberg-Quarzganges die nordwestliche Böschung einer neuen breiten Forststrasse bildend. Etwa 500 Schritte nördlich von hier, dem Vereinigungspunkte von Varley und Grane, tritt oben auf dem hochgelegenen östlichen Fusse des Todtberges westlich des oberen Fahrweges daselbst in einer überaus flachen, kaum aus der Umgebung hervortretenden Erhebung noch das grösste der hiesigen, in horizontaler Ausdehnung überhaupt sehr unbedeutenden Vorkommen von Diabasporphyr auf. In einer erst unter der Lupe kleinkörnig erscheinenden, blaugrauen, kaum einen Stich in's Grüne zeigenden Grundmasse liegen bis 5 Millimeter lange und 3 Millimeter breite helle, schwach grünliche Plagioklaskrystalle ausgeschieden, welche zellig verwittern.

Die einzelnen Diabasvorkommen besitzen wohl ausnahmslos eine nach der einen Richtung vorherrschende Ausdehnung bei einer sehr verschiedenen Breite. Die Richtung dieser Haupterstreckung ist eine verschiedene und wechselt bisweilen an nahe bei einander liegenden Punkten. Vorwiegend scheint dieselbe in das betreffende, leider selten deutlich blosgelegte Schichtenstreichen der Wissenbacher Schiefer zu fallen und ist wiederholt h. 6 genähert. In dem nach NW. gekehrten parabolischen Bogen, welchen die Diabaskuppen des Westerberges zusammensetzen, tritt aus dem nordwestlichen Steilabsturze das höchst grobkörnige Gestein in fast parallelen Reihen von nordwestlich geneigten Felsklippen

hervor, die in h. 8. 4 bis 9. 6 verlaufen und wohl Reste ursprünglicher Diabasfalten sein könnten. Von diesen misst die längste gegen 100 Schritt und wird aus bis 8 Meter hohen Einzelfelsen gebildet. Die nordwestliche Begrenzungslinie der auffälligsten Klippenreihen zieht sich in h. 2. 2 bis 3. 3 schräg südwestwärts bergan. Oestlich von da, an dem nördlichen Bergabsturze stehen dicht östlich eines deutlichen Oberflächeneinschnittes schmale und kurze, nur etwa 30 Schritt lange Diabasklippen an, deren Längsrichtung bei ihrer Neigung nach NW. in h. 10. 6 bis 12. 2 liegt und deren untere Enden sämmtlich in eine und dieselbe Linie fallen, nämlich in h. 7. 4. Sollten hier fast nordsüdlich gestreckte Diabasfalten durch eine in diese Linie treffende Verwerfung von ihrer nördlichen Fortsetzung abgeschnitten sein? — Uebrigens ist ein solches Abschneiden der hiesigen Diabasvorkommen sowohl durch Verwerfungen, die als streichende dem niederländischen Faltungssystem wie als Querzerreissungen dem hercynischen angehören, mehrmals deutlich nachweisbar. Einige der letzteren stellen am Wester- und Dröhneberge Quarzgänge dar, und auf diesen soll ein unergiebiger Bergbau auf Kupfererze geführt worden sein.

An mehreren Stellen beobachtet man anstatt fest anstehenden Gesteins nur lose Diabasstücke, so z. B. auf dem, einen in h. 5. 7 liegenden kurzen Rücken bildenden, nördlicheren, niedrigeren der beiden Gipfel des Sülteberges südlich Langelsheim auf der westlichen Blattgrenze, auf dem grösseren östlichen Theile des Dröhneberges, auf einem unbedeutenden flachen, in h. 5. 6 verlaufenden Hügel südlich des letzteren, auf einer Hochfläche südöstlich der nordöstlichen niedrigeren Kuppe des Dittmarsberges, und besonders in dem obenerwähnten Vorkommen von Diabasporphyr am Todtberge, wovon sich etwas tiefer noch ein zweites, in einem etwa 70 Schritt langen, ganz niederen Rücken in h. 7 kaum kenntlich aus seiner Umgebung erhebt. — An all diesen Punkten treten aber die losen Stücke in meist grosser Häufigkeit, besonders aber in solcher Lage und Verbreitung auf, dass das ehemalige Vorhandensein zusammenhängender Diabasdecken nicht zu bezweifeln ist.

Bisweilen geht die Faltung des Diabases schon aus dem Umriss seines Vorkommens hervor, so an zwei Stellen am Absturze des östlichen Todtbergfusses nach der Vereinigung von Varley und Grane hin, wo porphyrischer Diabas vermuthlich als Muldenfalten in h. 10. 6 bis 11. 3 erscheint. Dagegen deutet ein Vorkommen von körnigem Diabas südwestlich Juliushütte, südlich des Dittmars- und östlich des Frankenberges, worin ein Steinbruch angelegt ist, auf eine vorliegende Sattelfalte hin.

An Diabascontactgesteinen fehlt es in dem kartirten Gebiete nicht, doch sind dieselben fast ausnahmslos nur in losen Stücken zu beobachten, also nicht in ihrer unmittelbaren Wechselbeziehung zum Eruptivgestein. Der Grad der Veränderung der Gesteine der Wissenbacher Schiefer ist — selbstredend auch je nach ihrer ursprünglichen Beschaffenheit — sehr verschieden. Es kommen, im Verhältniss zu dem unveränderten Auftreten, kaum dunklere und wenig härtere bis blauschwarze und andererseits fast Quarzhärte erreichende Thonschiefer vor; ausserdem findet sich ein nach Professor Dr. LOSSEN zum Spilosit zu stellendes Gestein, ferner ein anderes, welches man nach seiner ganzen Beschaffenheit als Kieselschiefer anzusehen geneigt wäre, um so mehr, als es bei seiner Verbreitung, noch fern ab vom Diabas, gar nicht von diesem abhängig zu sein scheint. Dasselbe schmilzt jedoch vor dem Löthrohr.

Von dem den nördlichen Harzrand als schmaler Streifen umsäumenden Diluvium ist zu bemerken, dass in dem alten hercynischen Schotter nordische Geschiebe, insbesondere ziemlich häufig Feuersteinsplitter, viel höher hinauf vorkommen, als dem Verfasser bis jetzt bekannt war. An den Gehängen des Töllenthales finden sich dieselben bis über die westliche Blattgrenze hinaus nach SW. bis zum unteren Ende von Wolfshagen, ja vereinzelt an der nordöstlichen Abdachung des Gr. Sülteberges südlich von Langelsheim noch in 245 Meter Meereshöhe.

Aus dem Gebiete des Blattes Zellerfeld ist Folgendes zu erwähnen.

An dem nördlichen Rande unfern des Dammes des Mittleren Grumbacher Teiches östlich Bockswiese wurde an der alten Fund-

stelle der kaum kenntlichen Homalonoten-Reste in denselben verwitterten fahlgrauen, in's Grünlichgraue spielenden, sehr sandigen und glimmerreichen Thonschiefern das Bruchstück eines sehr grossen Homalonoten-Schwanzschildes in Hohldruck und Steinkern nachgewiesen, sowie ein schlecht erhaltenes Rumpfsegment. Das Mittelsäulchen des ersteren besitzt eine grösste Breite von etwa 3 Centimeter, und diejenige des ganzen Pygidiums kann am Rumpfe zu mindestens 10 Centimeter veranschlagt werden. Der vielleicht einem anderen Individuum angehörende Rumpfsegment-Rest ist, in gerader Linie von einem zum anderen Pleurenende gemessen, $8^1/_4$ Centimeter breit. Dass in diesen Schichten die Gattung *Homalonotus* auftritt, ist nunmehr zweifellos [1]).

Interessant ist der Nachweis eines neuen Vorkommens von oberdevonischem Goniatitenkalk. Etwa 150 Schritt südwestlich von dem ebenerwähnten Homalonoten - Fundpunkt treten am oberen westlichen Ende der südlichen Teichausfluth in den tiefsten Schichten des hiesigen mächtigen Knotenkalksteins zwei 26 Centimeter dicke Bänkchen von etwas hellerem bis tief dunkel bläulichgrauem, fast schwarzem Goniatitenkalk mit theilweise verkiesten Petrefacten auf. Die Goniatiten scheinen gegen Orthoceren, Lamellibranchiaten und insbesondere Tentaculiten sehr zurückzutreten. Aus letzteren, die in mindestens zwei Arten vorhanden sind, besteht das Gestein lagenweise fast ausschliesslich.

Von besonderer Wichtigkeit dürfte die Beobachtung eines, obschon sehr untergeordneten Quarzitvorkommens im Oberdevon sein. Oestlich Bockswiese, südsüdöstlich einige Hundert Schritte vom Unteren Flössteiche steht dicht südlich zweier Pingen des nördlich einfallenden Herzog Georg Wilhelmer Ganges in dem Waldwege, welcher vom Teichdamme nach der Strasse von Bockswiese nach der Clausthal-Goslarer Chaussee führt, mit einem Streichen in h. 8. 2 und sehr steilem nordnordöstlichen Einfallen in einem nur wenige Centimeter starken Bänkchen ein verwittert licht gelblichgrauer Quarzit an. Das Gestein lässt unter der

---

[1]) Vergl. Zeitschr. d. D. geol. Ges., Jahrg. 1887, Protokoll der December-Sitzung, S. 8.

Lupe ausser Quarz zahlreiche winzige weisse Glimmerschüppchen und Pünktchen eines zu einer licht röthlichbraunen Masse zersetzten Minerals erkennen. Deutet schon sein Zusammenvorkommen mit ihm ähnlich aussehenden, aber, selbst verwittert, mehr licht grünlichgrauen, Tentaculiten führenden, sehr feinsandigen, äusserst kleine weisse Glimmerschüppchen einschliessenden Thonschiefern und im Oberharze nur aus dem Oberdevon bekannten blauschwarzen, dickschiefrigen, an weissen Glimmerfünkchen armen Thonschiefern mit mattem erdigen Bauch auf die oberste Devonstufe hin, so wird seine Zugehörigkeit zu dieser durch die Häufigkeit von *Tentaculites striatus* RICHTER erwiesen, welche Art in Thüringen nur im Oberdevon in zahlreichen Individuen bekannt ist. (Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. VI, S. 288, Taf. III, Fig. 31, 32, 33.) Dass in der einen, nur zufällig blosgelegten Quarziteinlagerung nicht das ganze oberdevonische Quarzitvorkommen dieser Schichten vertreten sein wird, ist sehr wahrscheinlich. Seine Bedeutung aber beruht darin, dass es nun nicht mehr als völlig unberechtigt ausgeschlossen erscheint, auch an anderen nicht zu entfernten Punkten im Harze Quarzite-führende Devon-blagerungen von bisher unbekanntem Alter, deren übrige petrographische Beschaffenheit und stratigraphische Lage sonst ganz dafür sprechen, wenigstens bis zur Erlangung etwa entgegengesetzter paläontologischer Beweise vorläufig in's Oberdevon zu stellen.

Mittheilung des Herrn A. VON KOENEN über Aufnahmen auf den Blättern Göttingen und Waake.

Die Aufnahmen des Jahres 1888 fanden vorzugsweise in den Muschelkalkgebieten der Blätter Göttingen und Waake statt; sie sind dort sehr erschwert durch den Umstand, dass besonders der Wellenkalk fast durchweg von Wald bedeckt ist, in welchem Aufschlüsse meist ganz fehlen und nur wenige Wege vorhanden sind, die oft genug nicht richtig auf der Karte verzeichnet waren; auf den Fahrwegen durch das dichte Unterholz sind dann auf Kilometer-langen Strecken nur solche Gesteinsbrocken zu finden, die zur Wegebesserung dorthin geschafft worden sind.

Die Gliederung des Wellenkalkes war unter diesen Umständen nur dadurch durchzuführen, dass bessere Aufschlüsse in demselben, namentlich in dem Eisenbahneinschnitt bei Hardegsen, südwestlich von Northeim zum Vergleich herangezogen wurden. Mit Benutzung derselben konnte aber der Wellenkalk in ganz derselben Weise gegliedert werden, wie in Thüringen und der Rhön, und weit specieller, als dies auf den südlich anstossenden Blättern geschehen ist.

Es konnten somit unterschieden werden 1) im Unteren Wellenkalk die Zone der Oolith-Bänke. 2) an der unteren Grenze des Oberen Wellenkalks die Werkstein-Bänke (Terebratel-Bänke). 3) im obersten Wellenkalk die Zone der Schaumkalk-Bänke.

Die eigentlichen Oolith-Bänke sind zwar, wie dies auch sonst vielfach der Fall ist, wenig mächtig und mit harten, löcherigen Kalken verwachsen, die sie begleitenden gelben Kalke sind aber leicht überall aufzufinden und geben deshalb einen wichtigen Leit-Horizont ab. Sie werden über 2 Meter mächtig, sind von harten, hellen, plattig abgesonderten Kalken begleitet und werden vorzugsweise in kleinen oder gösseren Steinbrüchen als Wegebaumaterial im Walde gewonnen. In grosser Ausdehnung bilden sie die obere Kante des Wellenkalk-Steilhanges in der ganzen Plesseforst und in der Lengdener Forst; sie liegen etwa 40 Meter über der unteren Grenze des Wellenkalks.

Fast 30 Meter höher folgen die beiden Werksteinbänke, bestehend aus bräunlichen bis rostfarbenen, mit Wellenkalk verwachsenen, meist schaumigen Kalken, welche gewöhnlich in einer Entfernung von 150 bis 200 Meter oder mehr von der Steilkante eine flache Terrain-Anschwellung bedingen und äusserst selten — nur in der nordöstlichen Ecke von Blatt Göttingen — in einem kleinen Steinbruche oder an einem Wegerande aufgeschlossen sind.

Von grösserem Interesse ist das Verhalten des Schaumkalk-Horizontes, in welchem drei verschiedene Schaumkalkbänke vorhanden sind. Unter der obersten derselben liegen stets einige Meter eigelben, ziemlich dickbankigen Kalkes, welcher mitunter so fest ist, dass er als Baumaterial gewonnen wird, wie am Butterberge, 2 Kilometer nordöstlich von Göttingen, östlich vom Papen-

berg. (In ähnlicher Beschaffenheit findet er sich auch südlich von Wissingen bei Osnabrück.) Weit häufiger ist er aber mürbe und oft ganz ähnlich den mürben, gelben Mergeln des Mittleren Muschelkalks. Die obere Schaumkalkbank ist ferner häufig nur wenige Centimeter dick, mitunter selbst sehr mürbe und mergelig und gelblich gefärbt, und die darüber folgenden Schichten mit *Myophoria orbicularis* werden auch wohl durch wenige Meter eines wenig festen, dünn- und uneben-plattigen Kalkes vertreten, so dass bei ungenügenden Aufschlüssen diese ganze Schichtenfolge sich nicht leicht von Mittlerem Muschelkalk unterscheiden lässt, und die plattigen Wellenkalke unter den gelben Kalken und über der mittleren Schaumkalkbank als die Schichten mit *Myophoria orbicularis* bezeichnet werden dürften. Ohne Zweifel ist dies beim Kartiren sowohl von mir als auch von Anderen häufig genug geschehen, so dass die Grenze zwischen dem Unteren und dem Mittleren Muschelkalk verschieden aufgefasst worden ist.

Auch die mittlere Schaumkalkbank ist mitunter nur sehr schwach entwickelt oder löst sich in ein Paar dünne, durch Wellenkalk von einander getrennte Lagen auf, wie in dem Bahneinschnitt von Hardegsen.

Die untere Schaumkalkbank scheint sich etwas gleichmässiger zu verhalten, schwankt jedoch in ihrer Mächtigkeit und Zusammensetzung ebenfalls nicht unerheblich. Der eigentliche Schaumkalk wird nicht selten vertreten durch Conglomerate von grauem Kalk.

Obige Anschauungen hatte ich zum Theil schon vor mehreren Jahren durch die Aufnahmen bei Gandersheim und den Besuch des Bahneinschnitts von Hardegsen und anderer Profile gewonnen; die ausführliche Arbeit von Frantzen, Untersuchungen »Ueber die Gliederung des Unteren Muschelkalks etc.« (Jahrbuch der kgl. Preuss. geolog. Landesanstalt pro 1887, S. 1—93) giebt aber für einen grossen Theil von Thüringen und Hessen den Nachweis ganz ähnlicher Verhältnisse und ist geeignet, als Grundlage für eine gleichartige Gliederung des Unteren Muschelkalks auch im ganzen nordwestlichen Deutschland, mindestens westlich vom Harz, zu dienen.

Mittheilung der Herren SCHEIBE und ZIMMERMANN über Aufnahmen auf den Blättern Ilmenau und Plaue. (Hierzu Tafel XI.)

Das Gebiet, auf welches sich unsere Untersuchung erstreckte, umfasst die Südwestecke des Blattes Plaue und die Nordwestecke des Blattes Ilmenau, und ist etwa durch eine von Elgersburg über Ilmenau, Forsthaus Gabelbach nach Meyersgrund gezogene Linie begrenzt.

Die Ergebnisse der Untersuchung lassen sich kurz dahin zusammenfassen:

1) dass die sehr verbreiteten Eruptivgesteine sich (in anderer Weise, als bisher geschehen) in neun Abtheilungen bringen lassen, die ebensovielen Arten, bezw. Abarten der Gesteine entsprechen;

2) dass diese Eruptivgesteine Lager oder Decken, keine Gänge bilden;

3) dass den erwähnten Abtheilungen auch eine stratigraphische Selbständigkeit eigen ist, insofern jede ihre besondere Stelle im gesammten Schichtenprofil besitzt, und zwar so,

4) dass die basischen Eruptivgesteine (mit Ausnahme des Melaphyrs von Roda) nur im Carbon, die Quarzporphyre z. Th. im Carbon, z. Th. im Rothliegenden auftreten;

5) dass das unter 3) genannte Profil mit hinreichender Sicherheit von dem die Grundlage bildenden Granit ab bis zum Zechstein festgestellt und damit

6) der Gebirgsbau des untersuchten Gebiets im Wesentlichen erkannt ist.

Die beiden in Betracht kommenden Gliederungen der Ilmenauer Eruptivgesteine rühren her von K. v. FRITSCH (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1860, S. 109) und von E. E. SCHMID (die quarzfreien Porphyre des centralen Thüringer Waldes, Jena 1880). Unsere Gliederung schliesst sich im allgemeinen mehr an die v. FRITSCH's an, da diese mehr auf praktisch geologischer Grundlage beruht als die SCHMID'sche, welche sich hauptsächlich auf chemische Untersuchungen stützt.

Wir gliedern also in:

I. Granit (Granitit und Aplit);

II. Quarzporphyre:

α) Meyersgrundporphyr,
β) Kickelhahnporphyr,
γ) Bundschildskopfporphyr,
δ) Rumpelsbergporphyr;

III. Porphyrite und Melaphyre:

α) Glimmerporphyrit,
β) Schneidemüllerskopfgestein,
γ) sog. Feldspathporphyrit vom Höllkopf, Hirschkopf u. s. w.,
δ) Melaphyr von Roda.

Ueber den Granit ist nichts besonderes zu sagen. — Betreffs des Meyersgrundporphyrs hat DALMER in seiner Promotionsschrift über die Feldspathpseudomorphosen des Meyersgrundes schon ausdrücklich die mannigfaltige Erscheinungsweise desselben hervorgehoben. Das Gestein zeigt bald viel und grosse Quarz- und Feldspathkrystalle, bald wenige, bald nur Quarze, bald gar keine Einsprenglinge. Hinzuzufügen haben wir nur, dass am Nordabhang der Wilhelmsleite ein Zusammenhang (vielleicht mit Uebergangsstufen) des eigentlichen Meyersgrundporphyrs mit einem dichten, feinstsphärolithischen, quarzfreien, rothzersetzten Glimmerhaltenden Porphyr stattfindet.

Der Kickelhahnporphyr, zu dem, wie Prof. v. FRITSCH schon 1860 erkannt hat, der Porphyr des Hirsch- und Moosbachskopfs gehört, zeichnet sich in der Regel aus durch eine löcherige, theils von ursprünglichen Hohlräumen, theils von ausgelaugten Feldspäthen herrührende, sphärolithische oder lithophysenführende Grundmasse, durch Mangel an Quarzeinsprenglingen und häufiges Auftreten von (unter Eisenoxydbildung) rothzersetzten Biotittafeln.

Der Bundschildskopfporphyr zeigt ein mehr körniges Aussehen, hervorgebracht durch zahlreiche (mehrfach glasige) idiomorphe Feldspäthe, Quarz- und Biotitkrystalle. Letztere sind

noch frisch, schwarz, glänzend und manchmal so häufig, dass der Porphyr schwarzgrau aussieht. Das Gestein zeigt wenig oder keine Hohlräume. »Schneekopfkugeln« kommen bisweilen vor.

Der Rumpelsbergporphyr ist ein dichtes Gestein, reich an kleinen Einsprenglingen von Feldspath und besonders Quarz, zu denen hie und da etwas Biotit kommt. Die Grundmasse ist oft fluidal. Zuweilen zeigt sie breite flache, seltener langgestreckte schlauchförmige Hohlräume und erscheint dann schaumig (bimssteinähnlich). Trotz einiger Abweichung scheint hierher auch der Porphyr der Sturmheide zu gehören, der von dem näher benachbarten des Kickelhahns ganz besonders durch seinen Quarzreichthum sich unterscheidet. Die nochmalige Untersuchung an Ort und Stelle wird sich besonders auf den Glimmer zu richten haben, ob er reichlicher oder spärlicher, ob er roth zersetzt oder schwarz ist; denn es scheint, als ob die rothe Zersetzung einerseits, die frische Erhaltung andrerseits auf ursprünglichen Differenzen der Glimmer beruhen und dadurch vielleicht auch auf Differenzen der Ergussgesteine selbst hindeuten. Für die geologische Stellung gerade des Sturmheideporphyrs ist es von Wichtigkeit, zu wissen, ob er zum Kickelhahnporphyr- oder zum Rumpelsbergporphyrerguss gehört.

Anhangsweise mögen noch der kurze und schmale Quarzporphyrzug der Preussenhöhe und der Porphyr des Kohlthals bei Elgersburg genannt werden. Ersterer zeigt eine an mittelgrossen Krystallen reiche Grundmasse, von denen aber die Feldspäthe meist völlig, unter Hinterlassung von Hohlräumen, verschwunden sind. Er scheint eine besondere Varietät zu bilden. — Der als selbständige Masse erscheinende Porphyr bei Elgersburg sieht dem Rumpelsbergporphyr recht ähnlich. Tektonisch von Werth ist die sichere Beantwortung der Frage, ob er als Ausläufer des letzteren oder als selbständiges Lager zu betrachten ist. Letzteres ist allerdings das Wahrscheinlichere.

Ueber den Glimmerporphyrit (Glimmermelaphyr v. Fritsch's) ist, da mikroskopische Beobachtungen hier zunächst nicht in Betracht kommen, nur zu erwähnen, dass anstehend von ihm keine Varietät mit echten, d. h. aus Gasblasen hervorgegangenen Mandel-

räumen beobachtet ist, wenn auch das Gestein, zumal das schon etwas verwitterte, nicht frei von kleinen Poren ist. Als Geröll in unterrothliegendem Conglomerat ist aber ein Glimmerporphyritmandelstein bei Manebach nicht selten.

Das Schneidemüllerskopfgestein, ursprünglich als Typus eines echten Melaphyrs betrachtet, wurde von Schmid in Melaphyr und Paramelaphyr zerlegt, je nachdem die Feldspathgrundlage des Gesteins trisilicatisch war (bei letzterem), oder noch nicht trisilicatisch (bei Melaphyr im engeren Sinn). Die gleichmässige Structur des Gesteins spricht aber gegen eine solche Trennung, zumal diese praktisch nicht durchführbar sein wird. Wir haben deshalb die dunkleren und helleren Theile des Schneidemüllerskopfgesteins auf der Karte zusammengestellt. Beachtenswerth sind, als Unterschied gegen die folgenden basischen Eruptivgesteine, der Reichthum an grossen Feldspathkrystallen als porphyrischen Einsprenglingen und der Mangel einer Mandelsteinausbildung.

Der Feldspathporphyrit, von uns vorläufig mit diesem Namen belegt, weil er makroskopisch eigentlich nur dicht gedrängt kleine Feldspathleistchen und Täfelchen erkennen lässt, schlingt sich in zusammenhängendem Band von Manebach nördlich und nordöstlich um den Kickelhahn herum, bildet die Umgebung der grossen Douche, einen Theil der Schwalbensteiner Wand, einen Streifen am Ostabhang des Hirschkopfs und Moosbachskopfs, und tritt endlich auf dem Gipfel des Dachkopfs auf. Es kommen mandelfreie und überaus mandelreiche Varietäten vor mit allen Zwischenstufen des Mandelreichthums; alle Varietäten gehören einer einzigen unzerlegbaren Ergussmasse an.

Unterschieden hiervon durch den Mangel makroskopischer Einschlüsse und durch eine dem blossen Auge mehr körnig erscheinende Structur ist der auch schon von v. Fritsch als besondere Abart angesehene Melaphyr, welcher sich in einem langen, schmalen, mehrfach gewundenen und unterbrochenen Band von Ilmenau über Roda, Spiegelsberg, Preussenhöhe und das Kohlthal bis über Elgersburg hinaus erstreckt. Auch hier kommen dichte und Mandelstein-Varietäten vor. Früher als Eisenerz oder auf Eisenerz fast in seinem ganzen Verlaufe abgebaut, lässt sich der Zug dieses Gesteins an den alten Pingen leicht verfolgen.

Diese gesammten Eruptivgesteine, mit deren mikroskopischer und chemischer Untersuchung begonnen, deren Benennung noch eine ganz vorläufige ist, bilden, wie aus dem Verlauf der Grenzlinien, aus dem Verband mit Hangendem und Liegendem schon aus der Karte zu ersehen ist, ausschliesslich Lager (Decken). Der zuletzt beschriebene Melaphyr von Roda, der auf v. FRITSCH's Karte als ein NW. gerichteter Gang aufgefasst ist, aber ebenfalls ein Lager bildet, zeigt auffällige Intrusiverscheinungen.

Es lässt sich nun aus mehreren unter sich verschiedenen Einzelprofilen ein Idealprofil der gesammten Schichtenfolge der Umgebung von Manebach in nachstehender Weise zusammensetzen:

Das älteste Gebirge ist der

1) Granitit,

welcher überlagert wird von dem

2) unteren Theil der Manebacher Carbonsedimente,

und zwar zu unterst von einem mehr oder minder groben, kieselig verkitteten Conglomerat oder Sandstein mit Geröllen von Quarz, Feldspath, Granit, cambrischem Quarzit und Kieselschiefer; darüber von einem feinkörnigen Sandsteinschiefer mit Schieferthon von grauer bis rother Farbe, mit wechselndem Kalkreichthum des Bindemittels und zuweilen mit kleinen *Anthracosia*-Schalen.

Nun folgen die örtlich beschränkten Ergüsse des:

3a) Meyersgrundporphyrs und

3b) Schneidemüllerskopfgesteins

und ein oder mehrere mächtige Ergüsse von

4) Glimmerporphyrit.

Das Hangende desselben wird gebildet von dünnschichtigen, perlgrauen bis rothen

5) Thonsteinen,

deren unterste Schichten zuweilen sandig und durch Glimmerporphyritstücke conglomeratisch sind, während sie selbst am besten wohl als sehr zarte Glimmerporphyrittuffe anzusehen sind. Ihnen folgen regelmässig die oben beschriebenen

6) Feldspathporphyrite.

Dann gelangt man in die

7) Tuffe und Quarzporphyre des Kickelhahns.

Profile, welche die bisher beschriebene Schichtenfolge klar erkennen lassen, giebt es mehrere; wir erwähnen nur das an der Ostseite des Hirschkopfes und dasjenige in dem von der Kammerberger Mühle nach Süden führenden Thälchen.

Nun scheint eine Lücke im Profil zu folgen, welche vielleicht durch Beobachtungen auf dem Nachbarblatte Suhl ausgefüllt werden kann. Die in unserem Gebiet zunächst folgende, durch Verwerfungen abgetrennte Schichtengruppe ist das eigentliche (obere)

8) Manebacher Carbon,

welches sich gliedert in α) ein reichlich Quarzporphyrgerölle führendes Conglomerat (an der Kammerberg-Stützerbacher Strasse aufgeschlossen), graue thonige Sandsteine und bunt zusammengesetzte, vorzugsweise quarzführende Conglomerate an der Basis[1]), — β) eine Folge wechsellagernder Schieferthone, Sandsteine und Kohlenflötze, — γ) graue, viel Quarz-, Kieselschiefer- und Porphyritgerölle führende conglomeratische Sandsteine, die nach oben in ein grobes Conglomerat gut abgerollter Stücke von vorherrschend Porphyritmandelstein, etwas selteneren cambrischen Schiefer und Quarzit u. a. m. übergehen. Zu erwähnen ist, dass in letzterem Conglomerat auch echter, sphärolithischer Quarzporphyr als Geröll vorkommt. Ob ein Gehalt an Sulfiden (Bleiglanz und Schwefelkies), deren Zersetzung diesem Conglomerat seine eigen-

---

[1]) Anm. bei der Correctur. Im Jahre 1889 gemachte Pflanzenfunde rechtfertigen die Annahme, dass die unter α) genannte Schichtengruppe nur scheinbar unter der flötzführenden Abtheilung β) liegt, vielmehr jünger als dieselbe (unterrothliegend) und gleichaltrig mit der von γ) ist. Sie ist in ihre jetzige Lage durch eine Verwerfung gebracht, welche etwa 100 Schritte nördlich von der auf nachstehender Seite LXXII angeführten ersten Spalte, parallel derselben, vom Dachskopf nach der Ilm hin verläuft. Auf der beigegebenen, nach den Aufnahmen von 1888 angefertigten Tafel XI muss demnach westlich der Ilm die Grenze des Carbons gegen das Rothliegende etwas tiefer gelegt werden. Oestlich der Ilm ist entlang der Verwerfung Dachskopf-Manebach der hangendste Theil der Schichtengruppe 8 als gleichmässig aufgelagertes Unterrothliegendes anzugeben und das entlang der Spalte Dachskopf-Moosbachskopf vorkommende Rothliegende nach Norden durch oben erwähnte Verwerfung abzugrenzen.

thümlich gelbrothe Farbe gegeben zu haben scheint, ein ursprünglicher und allgemeiner Charakter der in Rede stehenden Schicht ist, oder nur ein locales Vorkommen, kann wohl kaum entschieden werden. Mit diesem Conglomerat schliessen wir das Carbon gegen oben ab.

Concordant darüber folgt das Unterrothliegende, zunächst (am Bundschildskopf) mit

9) rothen Sandsteinen und

10) auflagernden Conglomeraten

beginnend. Für diese Abgrenzung des Carbons gegen Rothliegendes an der bezeichneten Stelle ist der Umstand maassgebend gewesen, dass das Manebacher Carbon den oberen Ottweiler Schichten entspricht, und man demgemäss die auflagernden Schichten, vollends wenn sie, wie hier, sich durch Farbenwechsel auffällig abheben, nicht mehr gut mit dazu rechnen kann, ausser, wenn Versteinerungen dazu zwingen; diese fehlen aber hier ganz [1]). Die erwähnten rothen Sandsteine lassen noch deutlich polygene Beschaffenheit erkennen (zahlreich sind cambrische Gesteine neben porphyrischen), die Conglomerate dagegen werden nach oben hin in ihren Geröllen immer einfacher, indem Porphyr das fast ausschliessliche Gestein ist. Nächst der polygenen (auf mancherlei Ursprungsstätten der Gerölle verweisenden) Beschaffenheit der Conglomerate fällt die ziemlich gute Abrollung der Geschiebe auf.

Ueber diesem Conglomerat folgt der oben als besondere Varietät beschriebene

11) Quarzporphyr des Bundschildskopfes.

Ob neben ihm auftretende Tuffe zu ihm oder zu dem benachbarten Porphyr des Rumpelsberges gehören, oder zum Theil zu dem einen, zum Theil zum andern Porphyr, ist in natura nicht zu entscheiden; wir haben aus tektonischen Gründen uns schliesslich für das letztere entschieden.

Zwischen diesem Porphyr und dem auf Blatt Ilmenau nächstjüngeren Gestein, dem

---

[1]) Vergleiche vorstehende Fussnote.

12) Porphyrtuff des Heidelbergs,

ist, wenn dieser nicht mit dem eben genannten Tuff am Bundschildskopfporphyr identisch ist (eine Verwerfung trennt den Zusammenhang, und lithologisch ist nichts zu entscheiden), eine Lücke, welche vielleicht durch Beobachtungen auf den Blättern Suhl oder Crawinkel auszufüllen ist. Nach oben hin verliert der Tuff seinen besonderen (Aschen-) Charakter ein wenig und geht sodann durch Aufnahme abgerollter Stücke von Porphyr und viel Glimmerporphyrit in das

13) Conglomerat des Heidelberges

über, worauf nach W. und NW. hin ein dünngeschichteter, harter, zuweilen sandiger, manchmal noch Geröll führender, rother

14) Schieferthon (des Kohlthals und Körnbachs)

folgt. Darüber lagert, theils mit, theils ohne Tuff

15) der Porphyr des Rumpelsbergs.

Hier bricht wiederum das Profil ab. Unter der Voraussetzung aber, dass der auch petrographisch sehr ähnliche, z. Th. als Röthel früher abgebaute, *Walchia piniformis* und *filiciformis* sowie *Cordaites*-Blätter führende

Schieferthon (14) vom Fuss der Schwalbensteiner Wand

identisch ist mit dem Schieferthon des Kohlthals, findet sich die Fortsetzung des Profils in dem

Tuff (15) und Porphyr der Sturmheide,

welch' letzterer ja auch, wie erwähnt, lithologisch dem Rumpelsbergporphyr sehr nahe steht. Darüber folgt — den Tuffschichten concordant — das mächtige

16) Porphyrconglomerat des Schwalbensteines und Spiegelsbergs,

welches sich nach NW. bis auf das Blatt Crawinkel, nach O. über den Hangeberg bis zur Stadt Ilmenau fortsetzt. Local taucht daraus inselartig (bei Roda) der zuletzt genannte Tuff (15) wieder auf.

Als Einlagerungen treten in diesen Conglomeraten die gegenüber den Eruptivgesteinslagern der Nachbarschaft geringmächtigen Lager des

17) Melaphyrs (von Roda) und der

18) Quarzporphyre der Preussenhöhe und bei Elgersburg auf.

Dicht über dem Melaphyr herrschen sandsteinartige Lagen (Rodaer Sandstein) vor, deren genaue Abtrennung von den Conglomeraten nicht möglich ist.

Diese Conglomerate sind durch mehr oder minder reichliche tuffartige Grundmasse und durch wenig abgerundete Gerölle von Porphyr, sehr viel spärlicher von Porphyrit, Granit u. a. ausgezeichnet; man kann sie kaum als alte Flussgeröllmassen, viel eher als alte Schuttanhäufungen auffassen. In den oberen Lagen vollends wird der schüttige Charakter durch Abnahme des Kieselgehalts der Grundmasse immer deutlicher, bis er, nachdem sich noch eine scharf gegen oben und unten abgegrenzte, dem feinkörnigen Buntsandstein ähnliche Zone von rothem

19) Sandstein (Elgersburger Sandstein)

eingeschoben hat, schliesslich in dem fast allein auf Blatt Plaue (nicht auf Ilmenau) auftretenden

20) Conglomerat des Todtensteins bei Elgersburg ganz typisch sich zeigt.

Hiermit schliesst das Rothliegende der ganzen Gegend nach oben hin ab.

Will man dasselbe in mehrere Stufen gliedern, so kann man unter der Voraussetzung, dass das Oberrothliegende frei von Eruptionen sei, zu diesem nur die Schichten 19) und 20) mit voller Sicherheit rechnen, die Schichtenfolge 16) enthält noch Eruptivgesteine eingelagert. Von derselben könnte unter jener Voraussetzung allenfalls der über dem Melaphyrlager (17) folgende Theil noch zum Oberrothliegenden gezogen werden, wenn man nämlich annimmt, dass der Porpbyr (18) des Kohlthals bei Elgersburg ein klippenartig in die jüngeren, discordant übergelagerten Schichten aufragender Theil des Rumpelsbergporphyrs (15) ist, eine Annahme, deren völlige Unhaltbarkeit nachzuweisen schwer sein wird. Der Melaphyr (17) wäre demnach das Grenzlager des Unterrothliegenden gegen das Oberrothliegende.

Das Unterrothliegende kann man dann in eine untere Stufe polygener Sandsteine (9) und Conglomeratschichten (10) und in eine obere Stufe vorwiegend eruptiver Bildungen gliedern; das Grenzlager hierzwischen würde der Porphyr des Bundschildskopfs (11) bilden.

Das im Vorstehenden beschriebene Profil der Schichten in der Umgebung Manebachs ist aufgestellt auf Grund der einzelnen Beobachtungen des Schichtenstreichens und -Fallens, und des Bildes, welches der genau aufgenommene Grenzenverlauf liefert. Dann geht aber theils aus diesem Bilde unmittelbar, theils aus einigen, wegen mangelhafter Aufschlüsse erlaubten Constructionen das Vorhandensein mehrerer bedeutender Verwerfungen hervor, von denen die erste vom Dachskopf aus nach WNW. gegen den Mönchshof und von da über Blatt Suhl hinweg bis nach Blatt Crawinkel (Oberhof) zu verfolgen ist, während die zweite von derselben Stelle (Dachskopf) aus nach NW. gegen den Rumpelsberg hin streicht. Schon vor diesem Berg wird sie durch eine dritte, etwa O.-W. verlaufende Querverwerfung abgeschnitten, die an der Schwalbensteiner Wand und am Südabhang des Heidelbergs und Rumpelsbergs hin verläuft. Die vierte Hauptverwerfung geht an der Schwalbensteiner Wand von der vorigen nach NW. ab und verliert sich allmählich in der Umgebung des Adelheidsteines bei Elgersburg. Kleinere Verwerfungen sind noch am Gr. Spiegelsberg und SW. von Roda beobachtet. Das zwischen der ersten und vierten Hauptverwerfung eingeschlossene Gebiet des Blattes Ilmenau wird durch die beiden anderen Hauptspalten in drei keilförmige Partieen zerschnitten, von denen die zwischen der zweiten und dritten Spalte gelegene, als »Horst«, — die beiden anderen, mit ihren Spitzen gegen SO. gekehrten, als »Gräben« aufzufassen sind; von diesen ist wieder der nördliche tiefer gesunken als der südliche. Der Lagerung in dem Graben verdankt das Manebacher flötzführende Obercarbon seine Erhaltung. Im Gebiet des genannten Horstes sucht man dasselbe natürlich ganz vergeblich; nördlich von der dritten und vierten Spalte muss es zwar zu finden sein, aber erst in einer Tiefe von — an der günstigsten Stelle — gegen 200 Meter.

Indem wir zum Zechstein übergehen, haben wir zuerst noch kurz zu erwähnen, dass im grössten Theil der Umgebung von Manebach ein nördliches bis nordwestliches, in der Regel flaches, nur entlang von Verwerfungen stellenweise 45° überschreitendes Einfallen herrscht. Dies ändert sich gegen das Ausstreichende des Zechsteins hin, indem eine Umbiegung des Streichens in NW.-Richtung und damit ein Fallen nach NO. eintritt, welch' letzteres, je näher dem Zechstein, um so steiler wird. Dieser selbst zeigt 40—50°, bei Bahnhof Roda 65° und in einem alten Schacht sogar 90° erreichendes Einfallen nach NO.; selbst Ueberkippung soll beobachtet sein. Bei dem früheren Bergbau hat man aber auch das in verschiedener Teufe unter Tag stattfindende knieförmige Umbiegen des Kupferschiefers in die horizontale, gegen O. und NO. anhaltende Lagerung beobachtet, sodass die Faltung des Zechsteins und seiner Nachbarschichten die Form einer sogenannten Flexur angenommen hat. — Hervorzuheben ist bezüglich des Zechsteins noch, dass er übergreifend auf dem Rothliegenden lagert [westlich von Elgersburg auf Conglomerat 16), nach Elgersburg zu auf Sandstein 19), bei Elgersburg selbst auf Conglomerat 20), kurz vor Roda wieder auf Sandstein 19), bei Ilmenau auf Conglomerat 16)], wenn auch der einzelne Aufschluss (z. B. Haltestelle Roda) scheinbare Concordanz zeigt. Auch ist schliesslich noch zu erwähnen, dass bezüglich der Mächtigkeit der einzelnen Zechsteinglieder genau dasselbe gilt, was ZIMMERMANN in dem Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Crawinkel (dieses Jahrb. für 1886, S. XLVI) gesagt hat. Der eigentliche Untere und der Mittlere Zechstein haben zusammen nur etwa 4 Meter, der Untere Letten mit Gyps des Oberen Zechsteins dagegen 80 Meter, der Plattendolomit bis 40 Meter Mächtigkeit.

Mittheilung des Herrn H. LORETZ über Aufnahmen auf den Blättern Schwarzburg, Königsee und Ilmenau.

Die Aufnahmen auf den Sectionen Königsee und Schwarzburg bewegten sich, abgesehen von einigen Revisionen und Ergänzungen bereits aufgenommener Theile, besonders in den Schichten des Zechsteins und Buntsandsteins, welche nord-

wärts vom Thüringischen Schiefergebirge folgen. An diesem alten Gebirge stossen jene jüngeren Schichten nun entweder unregelmässig ab, wie in der Gegend zwischen Saalfeld und Blankenburg, oder sie sind in ihrer ursprünglichen Lagerung zu demselben weniger gestört, wie in der Gegend zwischen dem Rinnthal bei Blankenburg und dem Langen Berge bei Gehren. In der erstgenannten Strecke besteht nämlich zwischen älterem und jüngerem Gebirge eine bedeutende, in der Thüringer Wald-Richtung SO. — NW. streichende und ziemlich geradlinig verlaufende Verwerfung (die sich streckenweise auch in mehreren Parallelsprüngen bethätigen kann), die »Randverwerfung«; die Schichtengruppen zunächst derselben liegen ziemlich steil und bilden schmale Bänder, wie z. B. der Zechstein, oder sind auch ganz unterdrückt; in der anderen Strecke ist die Grenzlinie zwischen älterem und jüngerem Gebirge nicht durchweg eine Störungslinie, sie verläuft nicht in bestimmter Richtung, sondern sehr unregelmässig; der gesammte Zechstein bildet hier ein zerschlitztes, unregelmässiges Band, welches sich etwa in westlicher oder westsüdwestlicher Richtung, also schräg zur Thüringer Wald-Richtung hinzieht.

Dem entsprechend ist in dieser Gegend das Verhalten so, dass in ungleichförmiger Auflagerung auf die Schieferköpfe des Grundgebirges zunächst Zechsteinschichten folgen, mit im Allgemeinen nördlichem (local nordwestlichem oder nordöstlichem) Einfallen, denen sich dann weiterhin in der gewöhnlichen Reihenfolge die Schichten des Buntsandsteins auflagern. Dabei macht sich indess die Erscheinung geltend, dass es keineswegs immer unterster Zechstein ist, was direct auf dem Schiefer liegt, sondern dass die einzelnen Stufen dieses Systems selbstständig auf den Schiefer übergreifen können, so dass die dem Grundgebirge aufgelagerte Schichtenfolge streckenweise mit Unterem, weiterhin mit Mittlerem und selbst mit Oberem Zechstein beginnt. Ausserdem machen sich im Bereiche der dem Schiefergebirge vorgelagerten jüngeren Schichten verschiedene Lagerungsstörungen, Verwerfungen, Sattel- und Muldenbildungen, geltend, deren Verlauf in die Thüringer Wald-Richtung SO.—NW. fällt, so nament-

lich im nordöstlichen Theile des Blattes Königsee; eine zusammengehörige Gruppe solcher Störungen in Zechstein und Buntsandstein kreuzt hier bei Unter-Köditz das Rinnthal und zieht einerseits über Horba weiter nach dem Thal oberhalb Paulinzella, andererseits über Allendorf nach der Fasanerie bei Schwarzburg (Blatt Schwarzburg).

Vom Zechstein sind die bekannten Glieder alle vorhanden, wenn sie auch streckenweise reducirt, ja bis zum Verschwinden schwach sind oder örtlich kleine Unterschiede in der Ausbildung zeigen. Demnach finden sich:

I. Unterer Zechstein. 1) Zechsteinconglomerat, wenig abgerundete Schiefergebirgstrümmer mit sandig-dolomitischem Bindemittel, in verschiedenen Mengungsverhältnissen, z. Th. in dolomitischen Sandstein verlaufend, öfters mit Kupfererz und Schwerspathschnüren. 2) Kupferschiefer, bezw. schwarzer, bituminöser Mergel und Kalkstein, hier und da mit Kupfererz und Kobaltspuren, auch wohl mit Pflanzenresten, *Lingula Credneri* u. s. w. (An vielen Stellen alter Bergbau.) 3) Eigentlicher Zechstein, dunkler, beim Verwittern gelblich oder braun werdender, dünnplattiger und ebenschichtiger Kalkstein und Dolomit.

II. Mittlerer Zechstein, meistens deutlich krystallinisch, porös, drusig und luckig, als Rauchwacke ausgebildet, von klotzigem, ungeschichtetem Aussehen der Felsen und Felswände, ausnahmsweise auch durch Auslaugung von Calciumcarbonat dolomitischsandig geworden. An den Höhen südwestlich von Königsee ist der untere Theil des Mittleren Zechsteins von etwas anderer Ausbildung und verhält sich als dichter, fast weisser Kalkstein. Ob im Zuge unseres Mittleren Zechsteins einzelne Theile dem Bryozoendolomit (»Zechsteinriff«) des östlichen Thüringen entsprechen, bleibt fraglich; es scheint wohl nicht so zu sein. Zum Mittleren Zechstein ist wohl auch der in der Stadt Königsee selbst anstehende poröse, rauchwackenartige Kalkstein zu rechnen, welcher neben anderen Petrefacten besonders viele Trümmer von *Productus horridus* führt. Südöstlich von Königsee scheint der Mittlere Zechstein bis auf eine starke Bank reducirt zu sein. Kluftausfüllungen von Schwerspath sind recht verbreitet; in ziemlich bedeutenden

Massen findet sich dieses Mineral in der Gegend von Leutnitz (Blatt Schwarzburg).

III. Oberer Zechstein. 1) Unterer Letten. An der Lohmeskuppe und am Kalkberg bei Bechstädt (Blatt Schwarzburg), sowie bei Königsee und Pennewitz (Blatt Königsee) enthält er Gypslager. An einer Stelle bei Bechstädt liegt er in sehr dünner, kaum darstellbarer Decke dem quarzitischen, cambrischen Schiefer auf. 2) Oberer Zechsteinkalk. Er ist nicht durchweg als Plattendolomit entwickelt, sondern kommt örtlich, und zwar in seinem unteren Theil, auch als eine Art Rauchwacke oder Zellenkalk vor, wobei er klotzige, ungeschichtet aussehende Felsblöcke bildet, so besonders in der Gegend von Fröbitz (Blatt Schwarzburg). Unregelmässige Lagerung, verbunden mit Zertrümmerung der Bänke, wie sie als Folge der Auswaschung früherer Gypslager im Liegenden angesehen werden, sind nicht selten. 3) Oberer Letten. Er geht, wie gewöhnlich, unmerklich in den Unteren Buntsandstein über, welcher häufig direct auf den Plattendolomit zu folgen scheint.

Buntsandstein. Im Unteren Buntsandstein liegt stellenweise in einer gewissen Mächtigkeit rother Schieferletten, »Bröckelschiefer« an der Basis, doch bleibt sich dies nicht gleich, insofern anderwärts die Entwicklung sofort sandiger wird; als Zwischenschichten der Sandsteinbänke wiederholen sich rothe Schieferletten bis zu einer gewissen Höhe im Unteren Buntsandstein. Wie gewöhnlich ist dieser, im Gegensatz zum Mittleren, im Ganzen dünnschichtiger und feinkörniger. Grobes Korn ist indess nicht völlig ausgeschlossen, auch kommen Lagen mit Quarzgeröllen (bezw. etwas abgerundeten Quarztrümmern) vor, ohne dass es gelungen wäre, diesen einen bestimmten Horizont anzuweisen, oder sie als durchgehende Grenze zum Mittleren Buntsandstein zu benutzen. Schwerlich ist diese Grenze als regelmässige, der unteren Buntsandsteingrenze einigermaassen parallele Fläche aufzufassen. Für den Mittleren Buntsandstein sind gröberes und ungleicheres Korn, dickere Bänke, gerundetere Formen und grössere Dimensionen der Verwitterungsblöcke bezeichnend. Auf Blatt Schwarzburg hat der oberste Theil dieser Stufe einige Eigenthümlichkeiten, welche sich auch anderwärts in gleichem Horizonte bei

dem »Bausandstein« und »Chirotheriumsandstein« wiederholen; Andeutungen davon kommen auch auf Blatt Königsee (bei Horba) vor. Der Obere Buntsandstein ist auf Blatt Schwarzburg gypsführend. Die Hauptgypszone liegt an der Basis und schliesst oben mit an *Myophoria costata* reichen Lagen. Die Schichtenfolge geht hier bis zur *Terebratula*-Bank des Unteren Muschelkalks.

Zerstreute Braunkohlenquarzitblöcke finden sich in einigen Strecken in bestimmter Höhenlage, besonders bei Bechstädt und noch mehr bei Cordobang (Blatt Schwarzburg); hier liegen sie an einer Stelle so dicht zusammen, dass man sie fast für einen zerfallenen Rest eines Lagers halten möchte.

Die Aufnahmen auf Blatt Ilmenau bewegten sich in der östlichen Hälfte desselben, hauptsächlich in dem Gebiete zwischen Gehren, Schortethal und Wohlrosethal. Ein grosser Theil hiervon wird von porphyrischem Trümmergestein eingenommen, dessen Ausbildung etwas veränderlich ist, und welches mit porphyrischen Ergussmassen (Quarzporphyr resp. Felsitporphyr nebst fluidalsphärolithischem Porphyr, Glimmerporphyrit und Melaphyr) wechselt, ohne dass es gelungen wäre ein bestimmtes Profil in dieser Gesteinsfolge zu finden, welches sich über das Gebiet hin verfolgen und wiedererkennen liesse. In der Lage der eingeschalteten Eruptivmassen, seien sie nun als Gänge oder als Lager aufzufassen, macht sich, zum Theil wenigstens, eine Richtung geltend, welche mit der Thüringer Wald-Richtung SO.—NW. übereinstimmt. Von dem porphyrischen Trümmergestein lässt sich wohl ein grosser Theil als ein grober Trümmertuff bezeichnen, anderswo erscheint die Bezeichnung als Conglomerat passender, wo demselben viele gerundete Stücke, sowohl solche von porphyrischem Ursprung als namentlich solche aus dem Schiefergebirge beigemengt sind. Die Trennung der rein porphyrischen Trümmertuffe von den Ergussmassen, resp. deren äusseren Erstarrungstheilen, welche sogenannte Trümmerporphyre oder Reibungsbreccien sein könnten, macht an und für sich Schwierigkeit, und dadurch wird weiter die Deutung der Lagerungsverhältnisse erschwert. Durch Zunahme von conglomeratischer Structur, Zunahme der aus dem Schiefergebirge herrührenden klastischen Ge-

mengtheile und deutliche Anzeichen von Schichtung giebt sich der sedimentäre Ursprung des Trümmergesteins zu erkennen. Streckenweise sind dünner geschichtete Sedimente zwischengeschaltet, nämlich graue Sandsteine, dunkle und rothe Schieferthone und sandige Schiefer, in welchen sich auch an einigen Stellen dünne Kohlenschmitzen, an anderen Pflanzenabdrücke und sonstige organische Reste gefunden haben (*Walchia piniformis* und *filiciformis,* Anthracosien und Fischschuppen unweit Gehren). Mit Rücksicht auf das Vorkommen der Walchien sind die Schichten zum Unteren Rothliegenden gestellt worden. — Das Gebiet ist von einigen, SO.—NW. streichenden Gangspalten durchsetzt, welche Flussspath und Schwerspath, daneben Eisen- und Manganerz führen. Ein westnordwestliches bis fast westliches Streichen haben dagegen die bekannten Manganerzgänge des Oehrenstocker Feldes, welche in dem dortigen, zum Theil recht glimmerporphyritähnlichen Tuff aufsetzen und meist nur von kurzem Verlauf sind.

Mittheilung des Herrn H. PROESCHOLDT über Aufnahmen und Revisionen im Bereich der Sectionen Rodach, Dingsleben und Sondheim.

Ueber die Gliederung und Lagerungsverhältnisse der Schichten auf Blatt Rodach wurden im vorjährigen Jahrbuch einschlägige Mittheilungen gemacht, ebenso über das Auftreten der zahlreichen Basaltgänge. Hinsichtlich der letzteren ist hinzuzufügen, dass an 3 Stellen Tuffbildungen beobachtet wurden. Der Basalt am Straufhain ist ausgezeichnet durch fremde Einschlüsse. Die kreisrunde Kuppe des Berges ist ziemlich zu gleichen Theilen zusammengesetzt aus Gypskeuperthonen, Basaltgängen und Basaltconglomerat. Von den Gängen streicht der mächtigste in hor. 2. Sein Gestein umschliesst zahlreiche, bis Faust grosse Einschlüsse von triklinem Feldspath und Hornblende, von denen an anderem Ort eingehender berichtet werden soll. Auf dieselben hatte bereits LUEDECKE aufmerksam gemacht. Bemerkenswerth ist, dass dieselben Einschlüsse sich auch in dem Phonolith der Heldburg finden, zugleich mit Biotit (Vergl. SANDBERGER, Neues Jahrb. f. Min., 1888, Bd. II, S. 247—250). Der Basalt geht auf der Ost-

seite der Kuppe rasch in basaltisches Conglomerat über, das der Hauptsache nach aus bis Meter grossen, durch Basalt cementirten Blöcken von Gesteinen aus Schichten besteht, die gegenwärtig am Straufhain und in seiner näheren Umgebung nicht mehr vorhanden sind. So ist namentlich Oberer Keuper und Lias vertreten, letzterer durch Petrefacten (Belemniten und andere) bestimmt gekennzeichnet. Das Conglomerat wird von Gängen durchbrochen, von denen einer auf eine grosse Strecke hin verfolgbar ist und insofern Erwähnung verdient, als er in nordsüdlicher Richtung verläuft, während die Mehrheit der Gänge in hor. 2 bis hor. 3 streicht.

Deckenförmig tritt Basalt am Kleinen Gleichberg auf Blatt Dingsleben auf. Er überlagert hier eine mächtige Tuffmasse, die aber nur an einer Stelle des Südabhangs der Kuppe deutlich aufgeschlossen ist. Ob an dem Berg ein Eruptionskanal vorhanden ist, lässt sich bei der überaus grossartigen, vielfach durch Menschenhand hervorgerufenen Ueberschotterung — um die obere Hälfte des Berges liefen 3 riesige Ringmauern, sogenannte Keltenmauern, herum — mit völliger Gewissheit nicht feststellen, aber höchst wahrscheinlich liegt ein solcher am südöstlichen Theil. Der Basalt tritt in allen Structurvarietäten auf, vom dichten blauschwarzen Basalt bis zu einem typischen, ausgezeichnet körnigen, weissen, wie Sandstein aussehenden Basanitdolerit, in dem Plagioklas und Nephelin stark vorwalten. Der Dolerit scheint namentlich am Südabhang vertreten zu sein. In der Umgebung des Kleinen Gleichberges treten jüngere, vielleicht tertiäre Schichten auf, die das Material grossentheils von den beiden Gleichbergen genommen haben, von denen sie in der Gegenwart durch die Wasserscheide des Main und der Weser getrennt sind. So liegt bei Zeilfeld eine Decke von abgerollten Rhätsandsteinen, nördlich vom Dorfe Dingsleben auf der Höhe des Plateaus Basalte und Sandsteine mit Lehm, ebenfalls von den Gleichbergen stammend. Es geht aus diesen Ablagerungen hervor, dass die Main-Weser-Wasserscheide in ihrer jetzigen Gestaltung recht jugendlichen Alters und jünger als die Basalte sein muss.

Die Lagerungsverhältnisse der Schichten auf dem Blatte sind

mit Ausschluss der Umgebung des Werrathals, worüber bereits im vorigen Jahrbuch Mittheilungen gegeben sind, im grossen Ganzen einfacher Art. Doch fehlen Verwerfungen und Faltungen, verbunden mit Torsionssprüngen nicht. Die Sattellinie des von der Rhön herziehenden Sattels geht im südöstlichen Theil des Blattes deutlich verfolgbar in eine nach Nordost gerichtete Ueberschiebung über. Im Südflügel des Sattels fallen die Schichten sehr steil ein, sind aber vielfach aus dem Schichtenverband durch streichende Sprünge gerissen, die mit Ueberschiebungen nach Südwest verbunden sind. Diese auffälligen Lagerungsverhältnisse lassen sich bis zu den beiden Gleichbergen verfolgen, zwischen denen selbst streichende Sprünge durchgehen; sie scheinen einen Wendepunkt in der einstmaligen Gebirgsbewegung gebildet zu haben, denn von ihnen an nach Südosten hin treten die streichenden Sprünge, wie auf Blatt Römhild beobachtet wurde, mit Ueberschiebungen nach NO. auf. Diese Dislocationen verlieren sich erst im Schilfsandstein des Blattes Rodach.

Bei der Begehung des Quellgebietes der Ulster auf Blatt Sondheim und Gersfeld konnten, durch zufällige Aufschlüsse in dem sonst durch Basaltschotter stark verdeckten Terrain begünstigt, Verwerfungen constatirt werden, aus denen hervorgeht, dass das obere Ulsterthal in einer Versenkung liegt. Hoch oben an der rechten Thalflanke der Ulster, östlich von Wüstensachsen, stösst Röth und Wellenkalk gegen Mittleren Buntsandstein an, der die Unterlage des Tertiärs und der Basaltdecken im südlichen Theil der Langen Rhön zu sein scheint.

Es erscheint also das Massiv derselben, soweit bis jetzt die Beobachtungen reichen, als ein Horst secundärer Ordnung, analog dem Heidelberg bei Ostheim, der einen in nordwestlicher Richtung hingezogenen Sandsteinrücken darstellt, auf allen Seiten von abgesunkenen höheren Triasschichten umgeben. Dass der Buntsandstein auf der Höhe der Langen Rhön irgendwo vorhanden sein muss, geht aus gewissen Beobachtungen hervor.

Das auf der Höhe zwischen Gersfeld und Wüstensachsen liegende Rothe Moor wird zur Zeit zur Gewinnung von Streutorf abgestochen, so dass es möglich war, von der Zusammensetzung

des Moores ein Profil zu nehmen. Ein Durchschnitt von oben nach unten ergab Folgendes:

Streutorf	0,5—1,5	Meter.
Mulm, meist aus Birkenholz bestehend .	0,2—0,3	»
Brenntorf, schwarz, dicht, fettig, fast ohne Birkenholz, vorzugsweise aus Equiseten und Carices	2—3	»
Unterer Brenntorf, enthält viel Holz in dicken Stämmen, die gute Erhaltung und Festigkeit zeigen	1	»
Weisser Thon mit zahlreichen Wurzeln als Liegendes.		

In dem liegenden Thon lassen sich durch Schlämmen neben Körnern von Basalt Sandkörner von einer Beschaffenheit und Grösse ausscheiden, dass man die Herkunft derselben nur im Mittleren Buntsandstein suchen kann.

Tiefere Schichten sind nicht aufgeschlossen. In den unteren Lagen des Torfes fehlen die Torfmoose, die pflanzliche Zusammensetzung weist übrigens auf ein sehr jugendliches Alter des Moores hin.

Mittheilung des Herrn H. Bücking über Aufnahmen auf den Blättern Gelnhausen, Langenselbold, Bieber und Lohrhaupten.

In den Monaten September und October 1888 wurden die in den Jahren 1873 — 77 durch mich aufgenommenen Blätter Gelnhausen, Langenselbold, Bieber und Lohrhaupten zum Zweck der Drucklegung einer Revision unterzogen. Dieselbe war in erster Linie durch die topographische Neuaufnahme des ehemals bayerischen Gebietes in der Umgegend von Orb bedingt; früher hatte nur eine vorläufige geologische Bearbeitung jenes Gebietes auf Grund der bayerischen Generalstabskarte im Maassstabe 1:50000 ausgeführt werden können.

Bei dieser Revision wurde es für zweckmässig erachtet, auf Blatt Gelnhausen neben einer unteren Abtheilung des Mittleren

Buntsandsteins noch eine mittlere, conglomeratisch entwickelte bezw. Quarzgerölle führende Zone, auf deren Vorhandensein von mir bereits früher, im Jahre 1878 auch in einer Veröffentlichung in dem XVIII. Bericht der Oberhess. Gesellschaft für Natur- und Heilkunde, Giessen, S. 66, aufmerksam gemacht worden war, und als obere Abtheilung den nur wenig mächtigen »Chirotheriensandstein« auszuscheiden. Der Mittlere Buntsandstein gliedert sich in dem erwähnten Gebiet demnach, wie folgt:

Die untere Abtheilung beginnt an vielen Stellen, zumal in der Nähe von Wächtersbach (Blatt Gelnhausen) und bei Villbach, Lettgenbrunn und Oberndorf (Blatt Lohrhaupten) mit conglomeratisch entwickelten Bänken, welche erbsengrosse, seltener bis haselnussgrosse Quarzgerölle enthalten und mit feinen oder mittelkörnigen Sandsteinen, besonders häufig mit sehr Thongallen-reichen Schichten wechsellagern. Auch eine Lage von rothem Schieferthon von wechselnder Mächtigkeit ist sowohl bei Wächtersbach als am Schwarzen Berg zwischen Villbach und Oberndorf, am letzten Ort in Verbindung mit Roth- und Brauneisenschalen an der Grenze gegen den Unteren Buntsandstein beobachtet worden. Die Hauptmasse der unteren Abtheilung des Mittleren Buntsandsteins, deren Gesammtmächtigkeit sich auf 100—120 Meter beläuft, setzt sich aus abwechselnden fein- und grobkörnigen, theilweise recht kaolinreichen, theilweise auch bindemittelarmen, leicht zerfallenden Sandsteinen zusammen. In den tieferen Lagen herrschen braunrothe Farbetöne, während weiter nach oben lichtere, zuletzt vorwiegend weisse Sandsteine auftreten. Im Allgemeinen herrschen die feinkörnigen Sandsteine in den unteren Lagen vor, und da, wo die oben erwähnten conglomeratischen Bänke fehlen, bezw. durch Gehängeschutt verdeckt, nicht aufgeschlossen sind, ist aus diesem Grunde eine scharfe Grenze gegen den Unteren Buntsandstein zu ziehen nicht möglich.

Die mittlere Abtheilung des Mittleren Buntsandsteins ist petrographisch charakterisirt durch heller gefärbte fein- und grobkörnige, oft conglomeratisch entwickelte Bänke, in welchen Quarzgerölle bis zu Faustgrösse nicht selten sind. Besonders an der Basis der Abtheilung finden sich oft recht mächtig

entwickelte und ansehnliche Felsmassen bildende Conglomerate. Dieselben machen ganz den Eindruck des in demselben geologischen Niveau gelegenen Hauptconglomerats der Vogesen und sind, wie dieses, durch einen oft 20 Meter hohen, steil ansteigenden Absatz topographisch gekennzeichnet. Besonders auffallend tritt die Aehnlichkeit dieser Bänke mit dem Hauptconglomerat der Vogesen am Sperkelberg nordwestlich von Wächtersbach, an dem westlichen rechten Thalgehänge der Bracht zwischen Wächtersbach und Schlierbach, und am Westabhang des Hammelbergs bei Breitenborn (Blatt Gelnhausen) hervor. An anderen Stellen, wo das Bindemittel sehr zurücktritt, zerfallen die Conglomerate zu grobem Kies, der sich weithin über die Abhänge verbreitet.

Ueber den unteren Conglomeratbänken folgen feine bis mittelkörnige, weisse und gelblichweisse, auch braungetigerte Sandsteine mit vereinzelten grösseren Quarzgeröllen. Sie treten in mächtigen Quadern abgesondert auf, besitzen eine beträchtliche Festigkeit und Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung und bilden an den steileren Gehängen, wie auf der Südseite des Vogelkopfs und am Hammelberg bei Breitenborn, ebenso wie auf beiden Seiten des Brachtthals zwischen Hesseldorf und Schlierbach, zusammen mit den abgestürzten Blöcken der liegenden Conglomeratbänke, ausgedehnte Felsenmeere, welche einen fast unerschöpflichen Reichthum an guten Bausteinen beherbergen.

Im Gegensatz zu einer früher gemachten Angabe (l. c. S. 66) ist zu betonen, dass diese Abtheilung geröllführender Sandsteine, deren Gesammtmächtigkeit auf Blatt Gelnhausen etwa 40—50 Meter beträgt, auf eine ziemlich weite Erstreckung anhält. Ausser auf dem benachbarten Blatt Salmünster, wo sie Herr Frantzen in grösserer Verbreitung ausgeschieden hat, kommt sie nach meinen Untersuchungen in dem weiter nordöstlich gelegenen Gebiete auch auf den Blättern Schlüchtern und Oberzell vor, reicht also sicher bis in die Gegend von Brückenau.

Als obere Abtheilung des Mittleren Buntsandsteins erscheint der wenig mächtige, sogenannte »Chirotheriensandstein«, ein dünnplattiger, feinkörniger, brauner oder röthlicher Sandstein. Er ist im Bereich des Blattes Gelnhausen nur an einer Stelle,

nämlich im Abraum des Steinbruchs in der Johannisstruth, an der Strasse von Breitenborn nach dem Forsthaus Weiherhof bei Wittgenborn, aufgeschlossen. Hier folgen auf die oberste, weiss und roth gefärbte Werksteinbank, welche noch vereinzelte haselnussgrosse Quarzgerölle enthält und auch durch eine discordante Parallelstructur ausgezeichnet ist, von unten nach oben folgende Schichten:

1. Weisser und rother Sand, offenbar durch Zerfallen eines bindemittelarmen, mittelgroben Sandsteins entstanden, reich an Glimmerblättchen, wechsellagernd, mit Schieferthon; 1 Meter mächtig,
2. Rother und grünlichblauer Schieferthon, sehr reich an feinen weissen Glimmerblättchen, 0,40 Meter mächtig,
3. Feinkörniger, poröser Sandstein von weisser bis gelblicher Farbe, der beim Verwittern ein eigenthümliches, löcheriges Aussehen erhält; 0,30 Meter mächtig,
4. Dünnplattiger, feinkörniger, brauner Sandstein, im Innern gelb mit braunen Flecken oder braun und weiss gebändert; enthält einzelne grössere Quarzgerölle; 0,20 Meter mächtig,
5. Weisser, feinkörniger Sandstein, aussen braun gefärbt; 0,30 Meter mächtige Bank,
6. Dünnschieferiger, feinkörniger, braun und weiss gebänderter Sandstein, 6 Bänke zusammen 0,40 Meter mächtig.

Im Gehängeschutt, unmittelbar über diesem Sandstein, herrscht ein blaugrauer Schieferthon mit Brauneisenschalen vor, welchen man entweder als Röththon, der auch auf Blatt Salmünster in gleicher Beschaffenheit und Brauneisenschalen führend an der Basis des Röths auftritt, oder als zum Tertiär gehörig ansehen muss. Jedenfalls ist die Gesammtmächtigkeit des Chirotheriensandsteins, zu welchem die oben erwähnten Schichten 1—6 (oder wenigstens 3—6) zu rechnen sind, eine nur sehr geringe, sie kann im Ganzen nur 2—3 Meter betragen.

Chirotherienfährten wurden in dem Chirotheriensandstein im Bereich des Blattes Gelnhausen bis jetzt noch nicht aufgefunden.

Der in dem obenerwähnten Aufsatz als Chirotheriensandstein gedeutete Sandstein, welcher »in dem Steinbruch am Hoherain bei Spielberg, zwischen letzterem Dorfe und Schlierbach gelegen«, aufgeschlossen ist, ist nicht zu dem Chirotheriensandstein zu stellen. Er liegt vielmehr im Hangenden desselben und gehört zu dem unteren Röth.

Der Röth kann auf dem Blatt Gelnhausen, in dessen Bereich er nur an 3 Stellen, nämlich oberhalb Breitenborn, der Johannisstruth westlich vom Forsthaus Weiherhof und am Kalkrain zwischen Wächtersbach und Wittgenborn, beobachtet wird, in zwei Abtheilungen zerfällt werden, in eine untere durch vorherrschend sandige, und in eine obere durch vorherrschend thonige Schichten ausgezeichnete Abtheilung.

Die Sandsteine der unteren Abtheilung besitzen ein thoniges Bindemittel und braunrothe Färbung; sie sind sehr glimmerreich und dünnplattig, bilden in dem Steinbruch am Hoherain grosse linsenförmig gestaltete, mit rothem Schieferthon wechsellagernde Massen, welche nicht lange anhalten, sondern sehr rasch sich auskeilen. Der Steinbruchsbetrieb wird dadurch sehr beeinträchtigt.

Die obere Abtheilung des Röth ist am Fuss des Kalkrains bei Wittgenborn im Liegenden des dortigen Wellenkalks nachgewiesen; deutlich entblösst sind ihre Schichten aber nur an der Ochsenrinde oberhalb Breitenborn in einem Wasserriss. Sie bestehen hier aus rothen Schieferthonen, welche nahe an der Grenze gegen die mehr sandige untere Abtheilung eine etwa 10 Centimeter mächtige, von Brauneisenschalen gebildete Bank eingelagert enthalten.

Es ist hier die passende Gelegenheit zu erwähnen, dass der in dem oben citirten Aufsatz genannte »Steinbruch zwischen Neuenschnitten und Spielberg«, und ferner der Steinbruch »an der Strasse von letzterem Orte nach dem Hammer«, bezw. von Schlierbach nach dem Hammer (Blatt Birstein) nicht in dem Chirotheriensandstein umgeht, sondern in den obersten Lagen der Gerölle-führenden, mittleren Abtheilung des Mittleren Buntsandsteins,

darin also vergleichbar dem Steinbruch in der Johannisstruth unweit des Forsthauses Weiherhof. Der Chirotheriensandstein liegt also hier im Hangenden der durch den Steinbruchsbetrieb aufgeschlossenen Werksteinbänke.

Mittheilung des Herrn K. OEBBEKE über Aufnahmen auf Blatt Neukirchen.

In erster Linie wurde die Verbreitung der bereits früher angegebenen jungeruptiven Gesteine (Basalte) genauer verfolgt, und wurden bei der Gelegenheit noch eine Reihe neuer Vorkommen festgestellt. Da die ausführliche Angabe der bis jetzt in unserem Gebiet bekannten Basalte, sowie eine kurze Beschreibung derselben in diesem Bande gegeben wird, so muss auf diese verwiesen werden.

Der genauen Kartirung der interessanten Gebirgsstörungen, welche im Allgemeinen auch hier die von F. BEYSCHLAG geschilderten Verhältnisse aufweisen (dieses Jahrbuch für 1887, LXI), stehen, wegen der ausgedehnten Verbreitung des basaltischen Diluviums, mancherlei Schwierigkeiten entgegen. Die SW.—NO. laufende Verwerfung Salzungen-Oberaula konnte südlich bis über Ottrau hinaus nachgewiesen werden.

Mittheilung des Herrn A. LEPPLA über Aufnahmen im Gebiet des Blattes Waldeck-Kassel (1 : 80 000).

Das zum Zweck der Herstellung einer Uebersichtskarte begangene Gebiet des 1 : 80 000 theiligen Blattes Waldeck-Kassel umfasst Theile zunächst der ehemals Kurhessischen Messtischblätter Fritzlar, Niedenstein, Naumburg, Wolfhagen und Zierenberg, dann der fürstlich Waldeckischen 25000 theiligen Blätter No. 18, 19, 22, 23, 24, endlich der grossherzoglich Hessischen 50000 theiligen Blätter Vöhl und Rennertehausen.

Ueberblickt man vom höchsten Punkt des von mir begangenen Gebietes, von der Basaltkuppe des Bärenberges ONO. Wolfhagen (598 Meter), den nach W. und SW. gelegenen Landstrich, so gewahrt man, dass derselbe rücksichtlich der Oberflächengestaltung in drei oder vier Hauptformen zu zerlegen ist. Im äussersten

Westen wird der Horizont begrenzt durch die langen und theilweise kuppigen Höhenzüge W. Corbach und bei Adorf, im SW. durch die plumpen und breiten, flachwölbigen Gebirgsmassen des Culm. Diesen Randgebirgen vorgelagert erblicken wir im scharfen Gegensatz zu den vorigen Bergformen lange wagerechte Linien, welche die Rücken der Buntsandsteinberge vorstellen. Während die Höhen des Culm und Devon zum mindesten 600 Meter Meereshöhe erreichen (Traddel im Culm 624 Meter), schwankt die mittlere Höhe der vorgelagerten Triaszone um 400 Meter (grösste Höhe SW. Freyenhagen 475 Meter). Ziemlich deutlich hebt sich als innerste, dem Beschauer zunächst gelegene Zone endlich ein dem Rand der niederhessischen Tertiärsenke angehöriges Hügelland von 300 Meter mittlerer Höhe ab, über welchem einzelne meist kuppige bis kegelförmige Basaltberge frei emporragen. Am O.-Rand des Gebietes häuft sich der Basalt zu den langen und massigen Bergformen des Habichtswaldes und Langenberges an.

Das in das Kartengebiet fallende Devon hat eine geringe Verbreitung und ist nach O. hin noch nicht hinreichend untersucht.

Der Culm dagegen nimmt eine sehr grosse Fläche ein. Er bildet längs des Südrandes im Gebiet die unmittelbare Unterlage der Zechsteinformation in einer Breite (zwischen Gellershausen und Flechtdorf quer zum Streichen gemessen) von 25—30 Kilometer. An den beiden Flanken dieser breiten Fläche legen sich zunächst als unterste Culmstufe schwarze, graue und grünlichgraue, rechteckig klüftende, sehr spröde Kieselschiefer, welche nach oben oft schwarze dünnplattige, schwefelkiesreiche, zuweilen Alaunschiefer-ähnliche, quarzitische Thonschiefer einschliessen. Da, wo diese ihre harte quarzitische Beschaffenheit verlieren und in dunkelgraue, weichere Thonschiefer übergehen, stellt sich in den obersten Kieselschieferschichten eine kleine Fauna ein, welche durch das im NW.-Gebiet überaus häufige Vorkommen von *Posidonomya Becheri*, sowie eines kleinen Goniatiten ausgezeichnet ist. Neben diesen beiden Formen kommen *Orthoceras*, Crinoidenstielglieder sowie undeutliche Pflanzenreste vor.

Ziemlich rasch vollzieht sich unmittelbar über dieser ver-

steinerungsführenden Zone ein Wechsel in weichere dunkelgraue, dünnblättrige bis grobschiefrige Thonschiefer, zwischen welchen sich nach oben bald auch dünne Bänkchen von grauer oder im verwitterten Zustand grünlich bis röthlichgrauer, mässig feinkörniger Grauwacke einstellen.

Da im Allgemeinen die Grauwacken mit der grösseren Entfernung vom Kieselschiefer an Häufigkeit und Mächtigkeit der Bänke zunehmen, so scheinen die in der Mitte des Culmgebietes so zahlreich auftretenden sehr grobbankigen oft 4 bis 5 Meter mächtigen Grauwacken, zwischen welchen Thonschiefer nicht fehlen, das jüngere Culm vorzustellen. Ab und zu stellen sich auch in den grauwackenreichen Schichtenreihen grobe, bis mehrere Meter mächtige Conglomerate ein, welche sich durch das häufige Vorkommen von Urgebirgsgesteinen (Granit, Gneiss, krystalline Schiefer, Quarzporphyr neben grauen und weissen Quarziten) auszeichnen (Fuss des Schlossberges von Waldeck, Mühlenberg S. Vöhl, Lechmühle bei Herzhausen am Weg zum Wolfskopf, Quernst OSO. Altenlotheim). Neben diesen groben Conglomeraten treten in der Grauwacke feinere conglomeratische Schichten mit erbsen- bis haselnussgrossen Geröllen in grosser Zahl auf.

Wenn auch die harten und widerstandsfähigen Grauwackenbänke des oberen Culm zu Tag mehr hervortreten und auffallen, so walten doch auch hier die eigentlichen grauen Thonschiefer und Grauwackenschiefer vor, so dass es für die Uebersichtskarte unthunlich erschien, diese oberen, grauwackereicheren Thonschiefer von den unteren, grauwackeärmeren zu trennen. Ebenso schwierig war es, die grobbankigen Grauwacken als solche von den mit ihnen abwechselnden Thonschiefern zu scheiden. Erwähnenswerth erscheint im NW. des Culm bei Rhena, Giebringhausen u. s. w. die Einschaltung von mehreren, fussdicken Bänken dunkelgrauen bis schwarzen körnigen Kalkes. Nach SO. zu tritt Kalk im Culm meist nur linsenförmig auf.

Was die Versteinerungen angeht, so wurde eine zweite Fauna in den unteren Thonschiefern, welche der Kieselschieferstufe benachbart sind, aufgefunden. Sie führt bei Buhlen neben *osidonomya Becheri*, Goniatiten, *Avicula Kochi*, *Phillipsia*, Cri

noidenglieder u. s. w. Eine ähnliche Fauna ist in den Schiefern zwischen den Kalken NW. Corbach eingeschlossen. Ausser diesen beiden, dem Kieselschiefer benachbarten Zonen tritt *Posidonomya Becheri* auch vereinzelt durch das ganze Culm zerstreut auf. Ebenso finden sich Pflanzenreste so ziemlich in allen Schichten vom Kieselschiefer bis zu den grauwackereichen Schichten, leider indess in sehr mangelhafter Erhaltung. Bei Bericher Hütte wurden *Calamites transitionis* und *Lepidodendron* gefunden.

Die Ausbildung der zur Zechsteinformation gehörigen Schichten weicht petrographisch gegen diejenige im östlichen Hessen und Thüringer Wald wesentlich ab. Im Allgemeinen weisen die Unterschiede gegen die letzteren Verbreitungsgebiete insbesondere das Erscheinen von conglomeratischen Bildungen in den meisten Horizonten darauf hin, dass wir es hier mit marinen Ablagerungen in der Nähe des Ufers zu thun haben. Noch stärker tritt das wohl bei Frankenberg in die Erscheinung, wo die Conglomerate die kalkigen Ablagerungen bedeutend überwiegen. Die hier durchgeführte Scheidung in zwei Theile, in die Untere und Mittlere Zechsteinformation einerseits und die Obere andererseits ergab sich wesentlich aus der Verbreitung dieser Abtheilungen. Nur in der Umgebung von Corbach und Itter sehen wir unmittelbar auf dem Culm Glieder der Unteren und Mittleren Zechsteinformation aufruhen. Im gesammten übrigen Gebiet, östlich und südöstlich davon, gegen Waldeck und Wildungen fehlen dieselben hingegen. Hier ist nur die obere Abtheilung der Formation dem älteren Gebirg, dem Kulm, unmittelbar aufgelagert. Die hierhergehörigen Schichten längs des Culmrandes nördlich Corbach gegen das Diemethal und Marsberg zu blieben ausserhalb des Bereiches meiner Untersuchungen.

Als Untere und Mittlere Zechsteinformation wurde das, was bisher als eigentlicher Zechstein, Stückkalk und Hauptdolomit aus dem einschlägigen Gebiet durch Holzapfel u. A. bekannt geworden war, zusammengefasst. Eigentlicher Kupferschiefer fehlt in unserem Gebiet. Als Vertreter der Unteren Zechsteinformation ist der eigentliche Zechstein vorhanden.

war bisher nur durch die Schächte der Itter'schen Kupfer-

werke bekannt geworden, ist aber auch anstehend gefunden worden bei der Rammelsmühle am W.-Ende von Dorfitter. Es sind graue bis hellgelblichgraue, dichte, dünnbankige Kalke oder dünnschichtige bis plattige Mergel mit Anflügen von Kupfererzen. Auf den Halden wurden gefunden: *Nautilus Freieslebeni, Lingula, Productus horridus, Terebratula elongata* (auf der Appelauzeche bei Thalitter eine ganze Bank bildend) und *Ullmannia Bronni.* Als untere Stufe der Mittleren Zechsteinformation folgt nicht wie im östlichen Hessen der sogenannte ältere Gyps, sondern graue, dichte, gleichmässig bankige (0,10—0,15 Meter) Kalksteine von bituminösem Geruch, Schichten, welche von älteren Autoren als Stinkkalk bezeichnet werden. In den oberen Schichten des Aufschlusses im Wasserriss westlich Thalitter an der Strasse nach Immighausen stellen sich zwischen den Kalkbänken hellgraue, seltener röthliche, im feuchten Zustand zähe Letten ein, welche aber wieder von grauem bituminösem Kalkstein überlagert werden. In einem Hohlweg, welcher bei dem letzten Haus von Thalitter von der Strasse nach Immighausen nach S. abzweigt, sieht man unter den grauen Stinkkalkbänken zunächst graue Letten und unter diesen violette bis röthlichgraue Conglomerate, deren Material aus den Thonschiefern und Grauwacken des unterlagernden Culm genommen ist. Ob man in diesen Conglomeraten Rothliegendes oder nur eine rein örtliche Uferbildung der Unteren oder Mittleren Zechsteinformation zu sehen hat, lässt sich bei der geringen Verbreitung derselben nicht feststellen. Versteinerungen sind sehr selten. Am Abhang etwa 1 Kilometer O. Dorfitter und 4—500 Meter N. Obernburg fanden sich in einem bituminösem, schmutziggrauen, thonigen Kalkstein viele und schlecht erhaltene Steinkerne von *Schizodus, Nucula, Gervillia* und *Turbo.* In der Umgebung der Appelauzeche bei Dorfitter lässt sich die Ueberlagerung der grauen Kalksteine durch die obere Stufe der Mittleren Zechsteinformation mehrfach beobachten. In den obersten Schichten der grauen Kalksteine haben wir hier, sowie auch an der Strassenbiegung westlich und bei Ober-Ense höhlenartige Auswaschungen, welche alle bis nahezu unter die Grenze gegen die nächst jüngere Stufe reichen. Der Uebergang aus dem

ziemlich gleichmässig bankigen Kalkstein in den hellgelblichgrauen bis weissen, fein porösen, rauhen, feinkrystallinen Kalkstein ist ein sehr rascher. Dazu kommt, dass der letztere durch eine parallelepipedische Formen hervorbringende, senkrechte Zerklüftung und eine undeutliche Schichtung sich scharf von den gleichmässig bankigen, grauen Kalksteinen des Liegenden abhebt. Der in zahlreichen Brüchen als Werkstein und zum Kalkbrennen verwandte Kalkstein, von den älteren Autoren als Hauptdolomit bezeichnet, erreicht eine Mächtigkeit von etwa 25—30 Meter, während für die nächst ältere Stufe eine geringere Mächtigkeit herauskommt. Die bisherigen Beobachtungen gestatten nicht, hierfür genaue Zahlen anzugeben. An Versteinerungen wurden in den Brüchen S. Marienhagen gefunden: *Nautilus*, *Schizodus obscurus* Bg., *Gervillia.*

Als Obere Zechsteinformation wurden auf der Karte rothe Letten mit Zellenkalk und Gyps und die diesen aufgelagerten Dolomite ausgeschieden, Schichten, deren Gesammtmächtigkeit 70—80 Meter betragen mag.

Was zunächst die Stufe der rothen Letten betrifft, so findet man hier ziemlich wechselvolle Verhältnisse in Bezug auf Gesteinsbeschaffenheit und Mächtigkeit. Das Hauptgestein mögen, soweit ein Wasserriss südöstlich und bei Nieder-Ense Aufschluss giebt, rothe, zuweilen auch graue kalkhaltige Letten sein, welche stellenweis bei Buhlen, Nieder-Ense, Sachsenhausen u. s. w. Gyps führen. Im Itter'schen steigt der Kalkreichthum der Letten oft hoch, so dass an Stelle der Letzteren rothe, dünnplattige, thonige Kalksteine oder auch dolomitische Kalksteine treten (Dorfitter, Nieder-Ense). Daran schliessen sich bankweise durch die ganze Zone vertheilte, meist plumpe, grosszellige, krystalline Kalksteine, bei welchen die Wandungen der grossen, unregelmässigen Hohlräume mit Carbonaten ausgekleidet sind. In manchen Lagen nehmen diese zelligen Kalksteine das Aussehen der weissen Kalksteine der Mittleren Zechsteinformation an und es kann dann wohl schwierig sein, am Handstück eine Altersbestimmung zu machen. In der Regel ragen diese rauchwackeartigen Gesteine als plumpe Felsgruppen über die Oberfläche hervor, während die

sie umgebenden Letten fortgeführt worden sind. Insbesondere trifft das am Rand der Zechsteinformation gegen das Culm zu (Umgebung von Vöhl). Als drittes Gestein der Lettenzone sind Conglomerate zu nennen, deren Gerölle, theils aus Grauwacken, theils aus Thonschiefern des Culm bestehend, durch ein kalkig-dolomitisches Bindemittel meist ziemlich fest zusammenbacken (Vöhl, Wasserriss bei Nieder-Ense). Diese Conglomerate kehren in enger Verbreitung auch in dem auflagernden Dolomit an mehreren Stellen wieder (Immighausen, Corbach, Lengefeld u. s. w.) und können im Aeusseren wohl auch mit den über den Dolomiten der Oberen Zechsteinformation gelagerten Conglomeraten verwechselt werden. Ueber den rothen Letten folgen, wie gesagt, gelbe bis schmutziggelbe auch hellgelblichgraue, meist braun punktirte, feinporige, dichte bis grobkrystalline Dolomite. Groben Versuchen zu Folge scheinen diese Dolomite von allen anderen Gesteinen der Zechsteinformation die magnesiareichsten zu sein. In der äusseren Erscheinung sind dieselben theils uneben plattig, theils auch grobbankig, meist durchzogen von weissen Kalkspathadern und wallnuss- bis faustgrosse Drusen tragend, deren Inneres ebenfalls mit Carbonaten ausgekleidet ist. Im östlichen Theil des Verbreiterungsgebietes, besonders in der Umgegend von Waldeck, zerfallen die Dolomite der Oberen Zechsteinformation sehr häufig zu einem gelben oder weisslichen Dolomitsand (Mergel des Eingeborenen). Versteinerungen sind im Allgemeinen nicht selten. Ganze Bänke bestehen mitunter aus Steinkernen von *Schizodus*, *Gervillia*, *Aucella*, sowie Dentalien-ähnlichen Gebilden. Die Mächtigkeit der Dolomite ist im O. des Gebietes bedeutender als im W., bei Waldeck und Affoldern 50 bis 60 Meter.

Ueber den Dolomiten tritt ein plötzlicher Wechsel in der Beschaffenheit der Ablagerungen ein. Es folgen nämlich braunrothe bis hellrothe, gröbere und feinere, meist mürbe Sandsteine und ebenso gefärbte, lockere Conglomerate, beide mit dolomitisch-kalkigem Bindemittel. Nicht selten tritt das Material des Bindemittels selbstständig als gelbe, kalkig-dolomitische Knauern oder Linsen auf. Ganz untergeordnet sind thonreichere Zwischenlagen. Während bei Corbach und Vöhl diese Conglomerate und Sand-

steine eine nicht unbeträchtliche Mächtigkeit erreichen (10 bis 15 Meter) und sich durch die reiche Geröllführung vom Unteren Buntsandstein noch einigermaassen trennen lassen, scheint die Mächtigkeit derselben im O. bei Waldeck und Affoldern eine wesentlich geringere zu sein oder es treten hier die Gerölle bedeutend zurück, sodass die Unterscheidung vom Unteren Buntsandstein schwierig wird. Die Begrenzung der Conglomerate und Sandsteine gegen die Dolomite lässt erkennen, dass die Auflagerung der ersteren keine gleichförmige sein kann. Vielmehr scheinen die in Rede stehenden Schichten muldenartige Vertiefungen im Dolomit auszufüllen. Auch die Natur der Gerölle spricht für eine ungleichförmige Auflagerung; neben Quarziten und Grauwacken, vereinzelten Massengesteinen (aus dem Culmconglomerat?) wallnuss- bis faustgrosse Geröllen von Dolomiten der Oberen Zechsteinformation. Sonach scheinen die Conglomerate und Sandsteine eher eine Einleitung der Buntsandsteinzeit als einen Abschluss der Zechsteinformation vorzustellen.

Ueber die zur Trias gehörigen Formation wurden bei der Uebersichtsaufnahme weder wesentlich neue Beobachtungen gemacht, noch Zusammenhängendes über die Gliederung derselben gewonnen. Bezüglich der Uebergangschichten vom Unteren zum Mittleren Buntsandstein gestattete ein Aufschluss an der Strasse von Dehringhausen nach Freyenhagen festzustellen, dass zunächst sich über den braunrothen, thonigen, dünnschichtigen Sandsteinen etwa 20 Meter mächtige, hellrosenrothe, gröberkörnige, glitzernde Sandsteine von meist grobbankigem Aussehen einstellen. Mit dieser Zone wurde der Mittlere Buntsandstein begonnen. Ueber derselben lagern dagegen wieder mächtige, dunkelrothe, feinkörnige und thonige Sandsteine, deren Aussehen demjenigen des Unteren Buntsandsteins gleichkommt.

Erwähnenswerth scheint mir im Wellenkalk das Auftreten zweier Zonen mit Crinoidengliedern, von welchen die obere nur einige Meter unter den Schichten mit *Myophoria orbicularis* eine nicht unbeträchtliche Mächtigkeit (0,5—1,0 Meter) erreicht und durch die grosse Zahl von Gliedern dem Trochitenkalk sehr ähnlich wird. Neben *Encrinus* ist noch *Pentacrinus* vertreten. In

den tieferen Schichten des Wellenkalkes wurde bei Nothfelden auch *Ceratites Buchi* gefunden.

Im einschlägigen Gebiet kommt bezüglich der Tertiärablagerungen nur der Westrand der niederhessischen Tertiärsenke beziehungsweise des Kasseler Beckens in Betracht. Dieser Umstand erklärt es vielleicht einigermaassen, dass wir es im Allgemeinen mit sehr versteinerungsarmen Absätzen vom Ufer des Tertiärmeeres zu thun haben. Im SO. des Gebietes bei Fritzlar nimmt das Tertiär grössere Flächen ein. Hier gliedert es sich in der Regel in Thone und darüber liegende Sande und Conglomerate. Ueber einen grossen Theil des Gebietes sind sogenannte Braunkohlenquarzite zerstreut. Ihre Verbreitung scheint über diejenige des Tertiärs nach W. etwas hinauszugreifen.

Die Lagerung der Schichten im Culm zeigt starke Faltung und Biegung und zwar so, dass die allgemeine Neigung in den meisten Fällen nach SO. gerichtet ist und nur an wenigen Stellen nach NW. Man könnte also an liegende Falten denken. Streichende Verwerfungen im gefalteten Kulm lassen sich in Aufschlüssen in kleineren Verhältnissen erkennen, Querspalten dagegen sehr schwer. Die mangelnde schärfere Gliederung innerhalb des Culms verbot bis jetzt grössere Verwerfungslinien kartistisch festzulegen.

Die Neigung der Zechstein- und Buntsandsteinschichten scheint eine schwach nordöstliche zu sein. Jedenfalls folgen die jüngeren Schichten auf die älteren am Raschesten in dieser Richtung. Freilich darf man ein gut Theil dieser letzteren Thatsache dem Umstand zuschreiben, dass die im Allgemeinen SO. bis NW. oder SSO. bis NNW. verlaufenden Verwerfungen ein staffelförmiges Abbrechen vom alten Gebirge gegen die niederhessische Tertiärsenke erkennen lassen. Das geht insbesondere aus den Störungslinien von Affoldern-Waldeck, Niederwerbe-Sachsenhausen, Vöhl-Berndorf, Immighausen-Nordenbeck-Lengefeld hervor. Innerhalb dieser abgebrochenen Schollen kam es zu Grabensenkungen, als deren bedeutendste diejenige des Elbe-Thales zwischen Geismar, Züschen, Naumburg und Wolfhagen anzusehen ist. Innerhalb der Grabensenkungen sind die Schichten oft muldenförmig gelagert. Beson-

ders der Muschelkalk zeigt grosse Neigung sich in einfach gebauten Mulden in die Grabensenkungen einzuzwängen (Ofenberg bei Wolfhagen, Philippinendorf, Heimarshausen u. s. w.). Die NNW. verlaufenden Spalten werden bei Wolfhagen von der WNW.-Richtung des Hasunger Grabens geschnitten. Indess scheint diese zweite Richtung nicht über ihren Schnittpunkt mit der ersten weiter nach W. fortzusetzen. Wohl aber bleibt die NNW.-Richtung nördlich Wolfhagen im Liasgraben bei Volkmarsen erhalten.

Mittheilungen des Herrn A. Denckmann über Aufnahmen im Gebiete des Blattes Waldeck-Kassel (1 : 80000).

Die Untersuchungen beschränkten sich auf den Theil des Blattes Waldeck-Kassel, welcher südlich der Eder liegt. Nur im Gebiete des fünfundzwanzigtausendtheiligen Blattes Felsberg wurde die Edergrenze nach Norden hin überschritten.

Nach seinem geologischen und allgemein geographischen Charakter kann man das Gebiet in vier Theile zerlegen, welche gegen einander besonders dadurch scharf getrennt erscheinen, dass ihre Grenzen meist mit grösseren Gebirgsstörungen (entweder in NS.- oder in SO.-NW.-Richtung) zusammenfallen.

1. Den Osten nimmt bis etwa zur Mitte des Blattes Waldeck-Kassel ein Theil der niederhessischen Senke ein, in welcher Tertiärsedimente und Basalte nebst Basaltconglomeraten die mesozoischen Schichten fast vollständig bedecken. 2. Weiter westlich, von der niederhessischen Senke durch NS.-Störungen getrennt, lagert dem alten Gebirge ein Zug von Buntsandstein vor, unter welchem nach dem älteren Gebirge zu der Zechstein heraustritt. Vom alten Gebirge ist diese Zechstein-Buntsandstein-Zone durch eine Reihe von Brüchen getrennt, welche in den genannten Richtungen verlaufen. Dadurch, dass nach W. zu mehr und mehr ältere Schichten (auch Schichten des den Zechstein ungleichmässig unterteufenden Grauwackengebirges) heraustreten, gewinnt der Abbruch des mesozoischen Gebirges hier am äussersten O.-Rande des rheinischen Schiefergebirges den Eindruck eines staffelförmigen. 3. Das Grauwackengebirge selbst wird durch eine

streichende Verwerfung, welche, vielfach durch Querbrüche in ihrer Continuität gestört, etwa in der Linie Affholdern-Frankenau verläuft, in zwei Theile getheilt, deren nordwestlicher dem ausgedehnten Culmschiefer- und Grauwacken-Gebiete angehört, welches sich auf der nördlichen W.-Hälfte des Blattes Waldeck-Kassel und auf der südlichen O.-Hälfte des angrenzenden Blattes Berleburg ausdehnt. Südlich der erwähnten streichenden Verwerfung liegt das Gebiet der Gebirge von Haina und Wildungen, deren mannigfaltiger, sich aus allen Gliedern des Devon und des Culm zusammensetzender Schichtenbau dieselben äusserst interessant, aber auch, in Folge der zahlreich dieselben durchsetzenden Störungen, äusserst schwierig macht. — 4. Der westliche Theil des Gebietes gehört der sogenannten Frankenberger Bucht an. Er ist gleichfalls durch Verwerfungen (namentlich in SO.-NW.-Richtung) vom Grauwackengebirge getrennt. Auch bei ihm ist das Auftreten des Zechsteins an die Nähe des alten Gebirges geknüpft, so dass auch hier der Abbruch ein staffelförmiger (resp. in Folge eigenthümlicher nicht im Bereiche dieser Untersuchungen liegender Verhältnisse ein kesselförmiger) genannt werden muss.

Demnach ist der halbinselförmig nach SO. ragende Vorsprung des rheinischen Schiefergebirges als ein Horst zu betrachten, um den herum im SW., S., SO., O. das jüngere Gebirge abgesunken ist.

Den geologischen Verhältnissen entsprechen zumeist die Oberflächenformen, so dass auch vom rein geographischen Standpunkte aus kaum eine zweckmässigere Eintheilung des Gebietes sich treffen lässt, als die im Obigen gegebene, den geologischen Verhältnissen entsprechende.

Besonderes Gewicht wurde, so weit sich dies mit dem Charakter einer Uebersichtsaufnahme verträgt, auf eine richtige Deutung des Grauwackengebirges gelegt. Zwei glückliche Umstände haben die Lösung dieser Aufgabe ihrem Ziele bedeutend näher geführt. Es konnte eine vorhandene Karte des Fürstenthums Waldeck im fünfundzwanzigtausendtheiligen Maassstabe von der Königl. geologischen Landesanstalt vervielfältigt werden, wodurch eine zusammenhängende Untersuchung des hessischen und des

waldeckischen Gebietes ermöglicht wurde. Es ist ferner gelungen, an manchen entscheidenden Punkten, wo lediglich petrographisches Studium der Sedimente für ihre Beurtheilung nicht mehr ausreichte, Leitfossilien zu finden. Es hat sich jetzt namentlich herausgestellt, dass das halbinselförmig nach SO. hervorragende Stück des rheinischen Schiefergebirges in sich selbst noch durch Störungen in den beiden, mehrfach erwähnten Richtungen zerrissen ist, dass dasselbe aus lauter schmalen Streifen gegenseitig abgesunkener Gebirgsschollen besteht. Von grosser Wichtigkeit ist es, dass sich ein directer Zusammenhang des Auftretens der Wildunger Heilquellen mit den Verwerfungen nachweisen lässt. So liegen die Thalquelle und die Stahlquelle auf einer NS.-Verwerfung, welche Culm- gegen Mitteldevon-Schiefer verwirft. Die Georg-Victor-Quelle und die Quelle von Reitzenhagen liegen gleichfalls auf einer Verwerfung, welche in NS.-Richtung verläuft und in ihrem weiteren Verlaufe nach N. hin das ältere Gebirge vom jüngeren trennt. Die Königsquelle tritt unter Schloss Friedrichstein da auf, wo Buntsandstein im gleichen Niveau gegen Diabas stösst, der von Zechstein und Buntsandstein überlagert wird. Auch die Quellen von Kleinern liegen in einem Gebiete, das von verschiedenen Störungen durchsetzt wird. Endlich liegen auch die Quellen von Zwesten auf einer etwa nordsüdlich verlaufenden Linie, welche bereits an mehreren Punkten als Störungslinie beobachtet worden ist.

Gesteine unterdevonischen Alters haben sich mit Sicherheit (d. h. durch Auffindung von Leitfossilien) nicht nachweisen lassen. Ihrer petrographischen Beschaffenheit und den Lagerungsverhältnissen nach dürften folgende Gesteine eventuell ein unterdevonisches Alter besitzen:

1. Die Quarzite, Kiesel- und Wetzschiefer des Kellerwaldes, des Hohelohr, des Jeust, des Braunauer Berges, des Klapperberges, des Lecktopfes, des Treisberges und der Braunauer Warte. Diese Quarzite, die man wohl zweckmässig unter dem Namen Kellerwaldquarzite zusammenfasst, zeichnen sich durch ihre weisse (oder röthliche) Farbe, durch ihre Reinheit und durch ihre Härte aus. Wo sie conglomeratisch werden, ist ihr Gefüge gewöhnlich lockerer, und man findet dann wohl Versteinerungen, namentlich Crinoiden-

stiele. CHELIUS rechnet hierher[1]) auch die in dem Gebiete weit verbreiteten Quarzite, welche sich namentlich auf der grossen und der kleinen Aschkuppe finden. Dieselben sind jedoch nicht nur petrographisch von den Kellerwaldquarziten (namentlich durch Arkosenführung) verschieden, sie gehören auch ihren Lagerungsverhältnissen nach in's Oberdevon oder höchstens in's Mitteldevon.

Wenn sich das unterdevonische Alter der Kellerwaldquarzite bestätigt, so sind streichende Verwerfungen zwischen ihnen und den nordwestlich vorgelagerten jüngeren devonischen Gebilden anzunehmen, eine Lagerungsform, welche in dem untersuchten Gebiete zu den häufigen Erscheinungen gehört.

2. Die Quarzite des Hahnberges bei Wildungen. Dieselben sind bedeutend unreiner und grauwackenartiger, als die Kellerwaldquarzite und ähneln den sicher unterdevonischen Quarziten des Hemmerich bei Gladenbach. Den Lagerungsverhältnissen nach steht nichts im Wege, sie als Sättel von Unterdevon in den mitteldevonischen Schiefern aufzufassen. Ihre Hauptverbreitung fällt in das Gebiet zwischen Affholdern, Frebertshausen und Hundsdorf.

3. Quarzitische Grauwacken, Thonschiefer und Wetzschiefer in unmittelbarer Nähe von Kellerwaldquarziten am Kellerwalde, für deren Beurtheilung jedoch eine im nächsten Jahre auszuführende Kartirung der Gegend von Jesberg erforderlich ist.

Das Mitteldevon wurde in kalkiger und in schieferiger Ausbildung beobachtet. Die kalkige Ausbildung beschränkt sich auf den äussersten O., und zwar auf diejenigen Theile des Gebirges, welche den Kellerwaldquarzit-Zügen zwischen Wildungen und Schönstein nordwestlich vorgelagert sind. WALDSCHMIDT[2]), bei dem sich ausführliche Angaben über die mitteldevonischen Kalke von Wildungen finden, hat den unteren Theil derselben als Hercyn, den oberen als Stringocephalenkalk bezeichnet. — Im W. des

[1]) C. CHELIUS. Die Quarzite und Schiefer am O.-Rande des rhein. Schiefergebirges und deren Umgebung. Verh. d. Naturhist. Vereins d. Rheinl. u. Westf. Bd. 38, S. 1—183.

[2]) E. WALDSCHMIDT, Ueber die devonischen Schichten der Gegend von Wildungen. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft Bd. 37, S. 906—927.

untersuchten Gebietes, namentlich zwischen Frebertshausen, Armsfeld und Affholdern kennt man nur Thonschiefer des Mitteldevon, in denen kalkige Einlagerungen nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen. Ueber ihre Fauna etc. finden sich bei WALDSCHMIDT l. c. ausführliche Angaben. Betreffs der der citirten Arbeit beigegebenen Karte ist zu bemerken, dass diejenigen Gesteine, welche zwischen einer Linie, die etwa in Stunde 12 die Thalquelle schneidet, und einer Linie Neue Mühle (b. Wildungen) -Odershausen liegen, nicht dem Devon, sondern dem Culm angehören. Dass dies von WALDSCHMIDT nicht erkannt worden, ist erklärlich, weil einerseits ähnliche Gesteine, wie sie an genannter Stelle im Culm vorkommen, aus dem Devon des Harzes bekannt sind, weil ferner in den genannten Culmgesteinen äusserst selten Versteinerungen auftreten. Die Einschiebung des durch die genannten Linien begrenzten Culmkeils in das Mitteldevon erklärt sich dadurch, dass die letztere der beiden Linien eine streichende Verwerfung, erstere eine Querverwerfung darstellt. Erst dadurch, dass sich nach langen vergeblichen Bemühungen an zwei Stellen in dem Culmkeil typische Versteinerungen der Posidonienschiefer gefunden haben, ist die Stellung der Gesteine zum System sicher festgestellt worden.

Oberdevon. Die Verbreitung der kalkigen Ausbildungsweise des Oberdevon schliesst sich im Wesentlichen in ihrer horizontalen Verbreitung an diejenige des kalkigen Mitteldevon an. Jedoch treten oberdevonische Kalke, wie schon von WÜRTTEMBERGER und CHELIUS nachgewiesen, auch an der SO.-Seite des Hohelohr auf. Oestlich der Verbreitung oberdevonischer Kalke, welche bei Braunau noch von rothen Schiefern, Quarzitschiefern und von diesen Schichten eingelagerten Diabasen überlagert werden, finden sich nur rothe Schiefer (Cypridinenschiefer) mit eingelagerten Diabasen als Gesteine sicher oberdevonischen Alters. Von zweifelhafter Stellung sind die schon beim Kellerwaldquarzite erwähnten Quarzite und Arkosen, welche in dem Gebiete zwischen Frankenau, Frebertshausen, Jägersburg, Bergfreiheit, Haina sowie westlich von Wildungen in dessen nächster Umgebung, in Begleitung von grobkörnigen Diabasen häufig auftreten. Ein Profil über dem Dorfe Reitzenhagen zeigt bei nahezu horizontaler Lage-

rung grobkörnige Diabase, von den Quarziten überlagert, und über diesen, welche nach oben hin in einen quarzitischen Schiefer und schliesslich in einen rothen Wetzschiefer übergehen, Culmkieselschiefer. Nach diesem Profil liegt es nahe, die fraglichen Quarzite als Oberdevon aufzufassen.

Im Culm lassen sich dem Alter nach folgende drei Glieder unterscheiden: 1. Zu unterst die Kieselschiefer. Dieselben lagern zumeist auf oberdevonischen Diabasen. 2. Posidonienschiefer. Ihre Grenze gegen die vorhergehende Abtheilung markirt sich durch das Auftreten von Wetzschiefern, in welchen sich *Posidonia Becheri* und verschiedene plattgedrückte Goniatiten nicht selten finden. Petrographisch sind die Grauwackenschiefer des Posidonienschieferhorizontes von den Thonschiefern des Mitteldevons bei einiger Uebung leicht zu unterscheiden. — 3. Grauwacken. Wenngleich es kaum durchführbar ist, eine scharfe Grenze zwischen den Posidonienschiefern mit eingelagerten Grauwackenbänken und den Grauwacken mit eingelagerten Schiefern zu ziehen, so sind doch die Grauwacken ein sehr hervorstechendes Glied in den Culmablagerungen des Blattes Waldeck-Cassel. Sehr bemerkenswerth sind die an manchen Stellen, namentlich in der Gegend zwischen Haina, Frankenberg, Frankenau und Schmidtlotheim, z. Th. massenhaft auftretenden Anhäufungen von krystallinischen Gesteinen in Form von groben Conglomeraten in den Grauwacken, namentlich von Granit und von Quarzporphyr. Dieses Auftreten von groben Conglomeraten ist analog dem im Oberharze beobachteten. Vielfach ist das Bindemittel derartiger Conglomerate, die auch bei Wildungen und Jesberg verbreitet sind, verwittert, und die conglomeratischen Grauwacken würde man leicht für Kies halten können, wenn nicht Zwischenlagen schiefriger Grauwacke das Fallen und Streichen der Schichten zeigten.

Die mesozoischen Schichten sind dem Plane der Arbeit gemäss bisher weniger berücksichtigt worden. — Im Buntsandstein zeigt sich die Grenzschicht des Unteren gegen den Mittleren Buntsandstein meist als hellfarbiger, loser, ziemlich grobkörniger Sand, der von den Anwohnern als Stubensand ausgebeutet wird. Wenngleich somit ein guter Leithorizont vorhanden ist, so macht

doch die Trennung des Mittleren Buntsandsteins von dem Unteren namentlich dann grosse Schwierigkeiten, wenn die Aufschlüsse schlecht sind. Denn es folgen, wie aus den bisherigen Beobachtungen hervorzugehen scheint, auf den genannten Horizont losen Sandes im Mittleren Buntsandstein noch einmal feinkörnige Sandsteine.

Während die Untersuchung der im Gebiete auftretenden Gesteine des Muschelkalks, des Keupers und des Lias sowie derjenigen des Zechsteins keine die vorhandenen Beobachtungen über die betreffenden Gegenden wesentlich ergänzenden Resultate geliefert hat, so hat sich doch im Tertiär einiges Beachtenswerthe gefunden. So ist es gelungen, das marine Oberoligocän, als dessen äusserster Punkt bisher der Odenberg bei Gudensberg galt, im S. bis an den Judenkirchhof von Obervorschütz, im W. bis an den Güntersberg bei Gleichen, im SO. bis an den Haidegrund bei Deute und bis an den Südrand des Maderholzes bei Böddiger zu verfolgen. Von letztgenannter Stelle an liess sich zwischen den tertiären Sanden und Thonen zunächst auf dem linken Ufer der Ems, dann auf dem linken Ufer der Eder bis etwa 1 Kilometer südlich Neuen-Brunslar ein Basaltlager verfolgen, dessen Gestein sich durch Grobkörnigkeit und schlackige Structur auszeichnet. Die gleiche Thatsache, dass Basalte verschiedenen Alters existiren, welche z. Th. durch sedimentäre Ablagerungen von einander getrennt sind, liess sich auch bei Rhünda am Rhünder Berge und am Köhlerberge feststellen. Daselbst folgt über der mächtigen Basaltdecke, welche am Fusse des Berges in einem grossen Steinbruche ausgebeutet wird, auf der halben Höhe des Berges eine Reihe von thonigen und sandigen Ablagerungen, während der Gipfel wieder aus Basalt besteht. Dieses Verhalten macht sich auch durch eine Abstufung im Terrain geltend. Leider ist es bis jetzt in beiden Fällen noch nicht gelungen, das Alter der die betreffenden Basalte unterteufenden resp. überlagernden Thone und Sande festzustellen. Der petrographischen Beschaffenheit nach könnte man das Liegende der erstgenannten Basaltdecke von Böddiger für Oberoligocän halten, da dasselbe aus ähnlichen gelben Sanden besteht, wie diejenigen Sande sind, deren Alter

sich durch Versteinerungsfunde als Oberoligocän hat feststellen lassen. — In dem Basaltsteinbruche westlich unterhalb der Burg Felsberg wurden Flusserscheinungen am Basalte beobachtet.

Mittheilung des Herrn E. KAYSER über Aufnahmen im Dillenburg'schen.

Die Aufnahmearbeiten im Jahre 1888 haben sich einmal in der Umgebung von Eisemroth auf Blatt Tringenstein bewegt und ausserdem den nordwestlichen Theil des Blattes Dillenburg betroffen.

Die geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Eisemroth sind ganz ähnliche und ebenso complicirte wie diejenigen der im Vorjahre aufgenommenen Gegend von Herbornseelbach (im SW. des Blattes Tringenstein). Auch bei Eisemroth nehmen ausser zahlreichen Diabas-artigen Gesteinen und sporadisch auftretendem Lahnporphyr unterdevonische Grauwacken, mitteldevonischer (Tentaculiten-) Schiefer, oberdevonischer Schiefer und Sandstein, Schalstein und Culmbildungen — letztere z. Th. als Culmgrauwacke, z. Th. als Posidonienschiefer entwickelt — an der Zusammensetzung der Gegend theil.

Von grosser Wichtigkeit war die nach langem Suchen endlich gelungene Auffindung unterdevonischer Versteinerungen in der Gegend von Uebermthal südlich Eisemroth, in Grauwackensandsteinen und -Schiefern, welche den innersten Theil eines quer über das Thal fortsetzenden, nach NW. überkippten Schichtensattels bilden. Diese Stelle ist aber auch abgesehen von der Entdeckung der genannten Petrefacten durch die ungewöhnlich klaren hier herrschenden Lagerungsverhältnisse auch für die Feststellung der Altersverhältnisse der verschiedenen hier auftretenden Gesteinsbildungen von besonderer Wichtigkeit. Ueber dem Unterdevon folgen nämlich auf beiden Sattelflügeln zunächst Schalsteine mit kleinen mitteldevonischen Korallen; darüber beiderseits eine ziemlich mächtige Zone von Tentaculiten-führenden, hie und da auch Linsen von dunklem Kalk einschliessenden Mitteldevonschiefern, an welche letztere sich auf dem Nordflügel des Sattels zunächst ein mächtiges Diabaslager, dann (mit einer streichenden Verwerfung) sogleich Culm anschliesst.

Die Aufnahmen im NW. des Blattes Dillenburg führten zunächst zum sicheren Nachweis einer schon früher gemuthmaassten sehr bedeutenden Diagonalverwerfung, welche aus der Gegend von Nd. Dresselndorf (Blatt Wildenstein) über Haiger nach Frohnhausen im Dietzhölzthal verlaufend, die ober- und mitteldevonischen Schichten der Dillmulde gegen die Unterdevonbildungen der Nordwesthälfte des Blattes Dillenburg abgrenzt. Am Steilabhang über der Dill östlich Haiger liegen im Süden dieser Dislocation, in der Nähe der alten Papiermühle, als unmittelbare Unterlage der mitteldevonischen Diabase und Schiefer (Wissenbacher Schiefer) Thonschiefer, die nach ihrer reichen Fauna dem allerobersten Niveau der Obercoblenzstufe zugerechnet werden müssen. Gleich nördlich davon aber treten erheblich ältere Unterdevonschichten, nämlich rauhe quarzitische Grauwacken der Untercoblenzstufe mit eingeschalteten Porphyroiden auf, so dass die grosse Verwerfung sich hier sehr deutlich zu erkennen giebt.

Zum besseren Verständniss der Altersverhältnisse der unterdevonischen Schichten N. von Haiger erwies es sich als nöthig, die Untersuchungen auch auf die anstossenden Blätter Wildenstein und Rittershausen auszudehnen. Es ist das in so weitem Umfange geschehen, dass der geologische Bau, namentlich des Blattes Wildenstein, in allen wesentlichen Punkten festgestellt worden ist. Es ergab sich dabei, dass die Siegensche Grauwacke erst im äussersten NW. des Blattes Wildenstein, jenseits Zeppenfeld beginnt, während der ganze östlich davon liegende Theil des Blattes aus jüngeren Unterdevonbildungen, nämlich Untercoblenzschichten mit eingelagerten, z. Th. weit verfolgbaren Porphyroidzügen, Coblenzquarzit und Obercoblenzschichten besteht, welche eine Anzahl einfach gebauter, nordöstlich streichender Sattel- und Muldenfalten bilden. Die Quarzite sind in der Gegend der Wasserscheide zwischen Sieg und Dill sehr entwickelt und bilden breite, die höchsten Punkte der Gegend einschliessende Gebirgsrücken (so die kalte Eiche, die Höh etc.). Die Untercoblenzschichten sind in der ganzen Osthälfte des Blattes Wildenstein sehr versteinerungsarm, die Obercoblenzschiefer dagegen haben an vielen Punkten (bei Burbach, an der nassauischen

»Kalteiche« im tiefen Einschnitt der Deutz-Giessener Bahn auf der Wasserscheide zwischen Dill und Sieg etc.) die bezeichnende Fauna geliefert.

Dieselben Schichtenglieder finden sich auch im ganzen nordwestlichen Theil des Blattes Dillenburg, sowie auf dem Blatte Rittershausen wieder. Die Obercoblenzschichten bestehen überwiegend aus dunkelfarbigen mürben Grauwackenschiefern, die an sehr vielen Stellen (so bei Oberrossbach, Steinbach, Haigerseelbach) die bekannte Fauna (*Spirifer auriculatus* und *curvatus*, *Atrypa reticularis*, *Rhynchonella pila* etc.) einschliessen, die Untercoblenzschichten dagegen aus rauhen, rissigen, oft quarzitisch werdenden Grauwacken, die von harten, vielfach phyllitisch glänzenden, unebenen Quarzit- und Grauwackenschiefern begleitet werden und sehr häufig wenig mächtige Lager von schiefrigen Porphyroiden enthalten. Der Coblenzquarzit endlich stellt sich als ein meist sehr versteinerungsarmer — nur am Abhange der Struth nach Oberrossbach zu gelang es mir, im Quarzit eine kleine Fauna aufzufinden — etwas plattiger, weisser Quarzit dar, ganz so wie er bei Ems, Coblenz, in der Moselgegend und der südlichen und westlichen Eifel auftritt. Auf dem Blatte Dillenburg bildet er besonders den breiten, zwischen Dill- und Dietzhölzthal liegenden, sich in seinem höchsten Punkte bis gegen 1800 Fuss erhebenden Rücken der Struth, die an der Dill nördlich Haiger beginnend, sich bis nach Wissenbach erstreckt, auf dem Blatte Rittershausen dagegen ausser kleineren Bergkuppen und Zügen — wie den Goldberg nördlich Fellerdilln, den Rodberg und Bolzenberg, den Dillberg, Barmberg und Hausberg zwischen Dillbrecht und Strassebersbach — besonders den mächtigen, sich bis über 2000 Fuss erhebenden Quarzitrücken bildet, dessen Kamm auf längere Erstreckung mit dem Verlauf der nassauisch-westfälischen Grenze (auf dem Blatte Rittershausen) zusammenfällt.

Hervorzuheben ist noch, dass der Rücken der Struth auf Blatt Dillenburg von einer Reihe beträchtlicher Querverwerfungen durchsetzt wird, welche nach O. zu immer bedeutender werdend, den fraglichen Quarzitzug in eine Anzahl z. Th. beträchtlich gegen einander verschobener Gebirgsstücke zerschneiden. Mehrere dieser

NW.- bis N.-streichenden Querverwerfungen haben sich nach N. zu weit in das Nachbarblatt Rittershausen hinein verfolgen lassen. Neben demselben sind aber auch mehrfach streichende Störungen vorhanden, so am Abhange der Struth gegen Oberrossbach, wo die dem Coblenzquarzit nördlich vorgelagerte Zone von Untercoblenzschichten nach N. zu auf längere Erstreckung unmittelbar an Obercoblenzschiefer angrenzt. Wie in der unteren Lahngegend und bei Coblenz, so zeigt sich auch hier, dass die streichenden Verwerfungen von den Querverwerfungen nicht selten durchsetzt und verworfen werden.

Mittheilung des Herrn HOLZAPFEL über Aufnahmen auf Blatt Dachsenhausen und St. Goarshausen.

Der grösste Theil des Blattes Dachsenhausen fällt in die breite Zone der Untercoblenzschichten, welche an dem nördlichen Flügel des Taunussattels auf die Zone der Hunsrückschiefer als nächst jüngeres Glied folgt, und nördlich von St. Goarshausen im Rheinthal ausstreicht. Den nordwestlichen Theil nehmen die Kieselgallenschiefer der Obercoblenzstufe ein, und zwischen beiden liegt in mehreren parallelen Zügen, aber in hohem Grade in der Lagerung gestört, der Coblenzquarzit. An den Zerreissungen dieser Quarzitzüge lassen sich die durchsetzenden Verwerfungen gut constatiren, während sie sich im Gebiet der Untercoblenzschichten an den Verschiebungen der eingelagerten sericitischen Schiefergesteine, der Porphyroide KOCH's, verfolgen lassen. Von diesen Störungslinien sind besonders diejenigen von Interesse, die das Rheinthal zwischen Coblenz und Braubach begrenzen, bei letzterem Orte aber verlassen, entsprechend der grossen Rheinschleife zwischen Boppard und Braubach. Wahrscheinlich ist die im südwestlichen Theile des Blattes verlaufende Querstörung, welche im Ober-Dinkholderthal verläuft, dieselbe, welche bei Capellen die mächtigen Quarzite des Kuhkopfes abschneidet, und auf der der Rhenser Mineralbrunnen und der Ober-Dinkholder Brunnen liegen. Eine zweite Spalte lässt sich von Oberlahnstein an verfolgen über die Blätter Braubach und Dachsenhausen und ist auch noch auf dem Blatt St. Goarshausen zu erkennen, überall markirt durch die Verschie-

bung der Quarzitzüge und der sericitischen Schiefereinlagerungen im Untercoblenz. In ähnlicher Weise treten auch von dem nördlich angrenzenden Blatt Ems mehrere Querstörungen in das Gebiet der Karte ein und lassen sich z. Th. weit verfolgen. Mehrere dieser Verwerfungen sind die Veranlassung zur Bildung von Thälern gewesen. Es ist aber hervorzuheben, dass sie jetzt, falls die Thäler tief eingeschnitten sind, gewöhnlich hoch oben an den Gehängen entlang streichen. Die Folge davon ist, dass in solchen Fällen die mächtigen Quarzite, welche die Höhen bilden, nicht in die Thalsohlen herunter kommen und daher leicht übersehen werden können und auch übersehen worden sind, in gleicher Weise wie dies E. KAYSER für die Quarzite des Kuhkopfes im Rheinthal bereits früher nachgewiesen hat.

Auf Blatt St. Goarshausen nehmen Hunsrückschiefer den südlichen Theil ein, während im Norden Untercoblenzschiefer und Quarzite liegen. Von Interesse ist, dass wahrscheinlich einer der Quarzitzüge des Hohenau ein Sattel von Taunusquarzit ist, die Fortsetzung des Zuges von der Meissler Höhe und Ringmauer auf Blatt Rettert.

Die oberflächliche Bedeckung auf Blatt Dachsenhausen wird nur durch normalen Lehm gebildet, der Löss fehlt hier, tritt dagegen allenthalben auf den, dem Rheinthal zunächst gelegenen hohen Terrassen auf Blatt St. Goarshausen auf.

Mittheilung des Herrn H. GREBE über Revisionsarbeiten im Triasgebiete der Saar und Mosel, sowie Untersuchungen im Oberrothliegenden in der Trierschen Gegend an der Saar, Nahe und in der Rheinpfalz.

Die im Jahre 1887 begonnenen Revisionsarbeiten wurden unter Zugrundelegung der Neukarten des Generalstabes fortgesetzt und im Frühjahr 1888 die Blätter Saarbrücken und Ludweiler zum Abschluss gebracht, dann diese Arbeiten auf den Blättern zwischen der unteren Kill und Sauer fortgesetzt und bereits im Sommer die Blätter Schweich und Welschbillig druckfertig gemacht. Auf denselben sind, wie auf Blatt Trier im Jahre vorher, die Zwischenschichten zwischen Vogesensandstein und Volt-

ziensandstein, welche an der unteren Kill, wo Buntsandstein die steilen Thalgehänge von Ehrang aufwärts bis Station Phillipsheim bildet, in einer Mächtigkeit bis zu 80 Meter auftreten, ausgeschieden worden. Oberhalb Ehrang bis zu den parallel verlaufenden Klüften, die zwischen Lorich und Butzweiler durchsetzen und oberhalb Burg Ramstein die Kill kreuzen, tritt zu beiden Seiten derselben der Vogesensandstein bis zu 200 Meter Mächtigkeit über den obersten Schichten des Oberrothliegenden (an der Brücke von Ehrang entblöst) hervor. Die tiefsten Schichten des Vogesensandsteins stellen sich hier conglomeratisch dar und fallen mit 10^0 in NW. ein; auch Bänke davon in einem fast 100 Meter höheren Niveau sind oft conglomeratisch und erscheinen an mehreren Stellen unterhalb Ramstein z. B. an der Geyerslay in Form von Bastionen und Ruinen, wie man es in den nördlichen Vogesen und der Hardt so häufig sieht. Durch die Einsenkungen des Buntsandsteins zwischen Ramstein und Cordel findet man die Zwischenschichten hier schon bei 40 bis 60 Meter über der Thalsohle. Nördlich der Kluft, die unterhalb der Haltestelle Deimlinger Mühle in der Richtung von SW. nach NO. die Kill durchschneidet, liegen dieselben in noch tieferem Niveau. Durch mehrere Klüfte zwischen Deimlinger Mühle und Station Auw ist ein weiteres Einsinken der Gebirgsschichten erfolgt und man gewahrt die Zwischenschichten nahe oberhalb Auw schon gleich über der Thalsohle; sie bilden nun die steilen Gehänge Kill-aufwärts bis Station Phillipsheim. $1^1/_2$ Kilometer oberhalb derselben sinken sie unter die Thalsohle und befinden sich die grossen Steinbrüche zwischen Phillipsheim und Hüttingen in 18 bis 20 Meter mächtigem Voltziensandstein. Innerhalb Blatt Schweich kommen die Zwischenschichten im Ehranger Wald rings um den Zoonenberg, ebenfalls 60 bis 80 Meter mächtig vor, in gleicher Mächtigkeit auch bei Rodt.

Zwischen der Haltestelle Hüttingen und Erdorf ist das Muldentiefste der Triasmulde in der Trierschen Bucht. Bei Erdorf kommen zu beiden Seiten der Kill zunächst Schichten von Voltziensandstein mit südöstlichem Einfallen wieder zum Vorschein und bei Bahnhof Killburg unter denselben die Zwichenschichten

in der eigenthümlichen violetten und blaugrauen Färbung, dolomitische Knollen einschliessend und bis zu 80 Meter Mächtigkeit. An der Basis derselben ist durch conglomeratische Schichten das Hauptconglomerat der Vogesen vertreten. Ebenso dürften die groben Conglomerate bei St. Thomas dem Hauptconglomerat angehören.

Auch innerhalb der Blätter Oberweis und Mettendorf, über die sich in letzten Jahre die Revisionsarbeiten ausdehnten, gewahrt man am Devon-Rande namentlich bei Weidingen, Outscheid, dann bei Obergeckler, Geichlingen, Obersgegen, z. Th. sehr grobe Conglomerate an der Basis der Zwischenschichten. Diese sind hier nur mehr 40 bis 50 Meter mächtig, aber überall leicht wieder zu erkennen an der eigenthümlichen Färbung und dem Gehalt an dolomitischen Einlagerungen und Knollen. Beim erneuten sorgfältigen Begehen des Gebietes, das die Blätter Oberweis und Mettendorf einnehmen, sowie auch desjenigen der südlich an diese schliessenden Blätter Bollendorf und Wallendorf konnten an der Hand der Neukarten nicht allein die Grenzen der Gebirgsschichten genauer angegeben werden, sondern es wurde auch manches anders aufgefasst, wie bei den früheren Aufnahmen. Schon damals ist wahrgenommen worden, dass gegen den Rand des alten Gebirges der westlichen Eifel und der Ardennen hin manche Trias - Schichten in einer eigenthümlichen Art und Weise entwickelt sind, abweichend von dem früher untersuchten Gebieten an der Saar und Mosel. Im Allgemeinen nehmen nach dem Devon-Rande hin die Trias-Schichten an Mächtigkeit ab, der Vogesensandstein verschwindet fast ganz; der Untere Keuper (Kohlenkeuper) erscheint z. Th. ganz anders entwickelt. An der Saar und auch auf dem Triasplateau NW. von Trier ist derselbe so gut ausgebildet, dass es gelingt, drei Stufen zu unterscheiden: unterer dolomitischer Kalkstein, mittlere bunte Mergel und als dritte den Grenzdolomit. Dies wird schon schwierig an der Niems, woselbst der Untere Keuper eine merklich geringere Mächtigkeit zeigt, so dass man kaum Vertreter der unteren und oberen Stufe erkennt, nur die bunten Mergel fehlen nirgends. Mit ihnen fand sich zuerst bei Wettlingen a. d. Prüm

(Blatt Oberweis) nahe der oberen Grenze des Oberen Muschelkalkes ein mehr oder weniger grobes, kalkiges Quarz- und Quarzitconglomerat, das weiter westlich, besonders auf dem Plateau von Nussbaum und Freilingerhöhe, sowie auf dem W. von Freilingen und Cruchten (Blatt Mettendorf), dann bei Biesdorf (Blatt Wallendorf) in grösserer Verbreitung vorkommt. Das kalkige Conglomerat zerfällt leicht und sind die Felder vielfach mit Geschieben von Quarz, Quarzit, seltener Grauwacke und Kieselschiefer bedeckt; beim ersten Begehen derselben wird man leicht versucht, diese Geschiebe als einer jüngeren Bildung zugehörig, anzusehen. Auch bei dem Vorkommen von Geröllen auf dem Plateau innerhalb Blatt Bollendorf bleibt man vielfach im Zweifel, ob sie nicht der Verwitterung conglomeratischer Schichten des Luxemburger Sandsteins zuzuschreiben sind; bei der Revision dieses Blattes wurde deshalb das Tertiär, welches früher in grösserer Ausdehnung aufgezeichnet war, nur da angegeben, wo mit den Geröllen zugleich Blöcke von Braunkohlenquarzit (Knollenstein) sich finden.

Auf den Plateaus von Freilingen, Cruchten und Biesdorf sind bei den früheren Aufnahmen die vielen Gerölle, welche sie bedecken, für älteres Diluvium beziehungsweise Tertiär gehalten worden, neuerdings hat sich aber gezeigt, dass an mehreren Stellen in rothem mergeligem Boden Quarzit- und Quarzitconglomerate mit kalkigem Bindemittel vorkommen, die dem Unteren Keuper angehören werden; beim Verfallen und Verwittern derselben entstehen die vielen Gerölle. In manchen Fällen bleiben immerhin Zweifel bestehen, ob nicht ein Theil derselben jüngeren Bildungen angehören dürfte. Eine weitere Aenderung in der Darstellung auf der Karte riefen die Revisionsarbeiten im Bereiche des Mittleren und Oberen Keupers, sowie der Schichten unter dem Luxemburger Sandstein hervor. Während der Gyps (Salz)-Keuper und die Steinmergel in unzähligen Wasserrissen, die von den Plateaus herabkommen, vielfach aufgeschlossen sind und die Steinmergel zumal durch bunte Färbung sich von weitem schon zu erkennen geben, sind die obersten Schichten des Keupers und der Planorbis-Kalk nur an wenigen Punkten entblösst. Oberer Keuper-

sandstein (Rhät) ist in Bedhard, W. von Bitburg durch einige kleine Steinbrüche oder am Plateaurand über den Steinmergeln aufgeschlossen. Auch in einem Steinbruch W. von Alsdorf ist er bis zu 3 Meter Tiefe anstehend zu sehen, bedeckt von rothen Thonen, die aber unter herabgeschwemmten Sandmassen nur schwach hervortreten — südlich davon steht an der Strasse von Alsdorf nach Holzthum Planorbiskalk, auch mit unterlagernden grauen und rothen Thonen, am Abhang gegen Holzthum an, wo diese Strasse aus dem Walde tritt. Ein weiterer guter Aufschluss der Schichten vom Gypskeuper bis zum Luxemburger Sandstein ist 2 Kilometer östlich von Wallendorf, am Wege nach Bollendorf. Einen der besten Aufschlüsse vom Mittleren Keuper bis zum Luxemburger Sandstein findet man am Fusswege von Echternacherbrücke nach Ernzen und in der tiefen Schlucht (Ernzener Schlucht) neben dem Fusswege. Hier kann man auch die Mächtigkeit der einzelnen Stufen gut bestimmen: Gypskeuper etwa 40 bis 50 Meter, der auflagernde Schilfsandstein 3 Meter und die Steinmergel 50 bis 60 Meter; Rhät ist weniger gut entblösst, deutlich wieder der *Planorbis*-Kalk, beide mit den rothen und grauen Thonen mögen etwa 20 Meter Stärke haben.

An den Plateaurändern erscheinen fast überall die mächtigen Sandsteinbänke des Luxemburger Sandsteins, der eine Mächtigkeit von 80 Meter erreichen dürfte, in senkrechten vielfach zerklüfteten Felswänden, die auch die Neukarte angiebt; die steilen Gehänge sind oft bis zu den Thalsohlen mit mächtigen Schottermassen bedeckt, meist aus Sand bestehend, da der Luxemburger Sandstein leicht zerfällt, und mit grösseren oder kleineren Sandsteinblöcken; nicht selten sind auch grössere Felspartien von Luxemburger Sandstein herabgestürzt; mitunter haben sich ganze Wände gelöst und sind gesunken z. B. in dem Steinbruch bei Falkenbacher Mühle und an der Strasse von Wallendorf nach Bollendorf. Gewaltige Steinmassen findet man zu beiden Seiten der Prüm unter den Plateaurändern, die am Wege von Ernzen nach Prüm-zur-Lay fast bis zur Sohle des Thales reichen. Unterhalb Prüm-zur-Lay ist dasselbe durch von beiden Seiten herabgestürzte Felsen ganz verengt, und hat sich die Prüm den Weg durch dieselben gebahnt.

Auf den geologisch-colorirten Neublättern Bollendorf und Wallendorf sind die mächtigen Schottermassen nebst den abgestürzten Blöcken und Felsen von Luxemburger Sandstein überall an den Gehängen angegeben worden.

Die Revisionsarbeiten des letzten Jahres dehnten sich auch auf das östlich an Blatt Schweich anschliessende Blatt Neumagen, sowie Blatt Wittlich und Morbach aus. Dabei wurde das in dem Gebiete NO. von Trier ziemlich verbreitete Oberrothliegende einer weiteren näheren Untersuchung unterzogen, dann auch vergleichende Studien an der Saar, Nahe und längs der pfälzischen Grenze im Oberrothliegenden vorgenommen. Am vollständigsten und mächtigsten ist dasselbe an der Prims und Nahe entwickelt, dort sind besonders die Melaphyr-Quarz und Quarzitconglomerate in grosser Mächtigkeit ausgebildet: in der Primsmulde, die sich vom Söterbach bis zum Wadrillbach ausdehnt, bis zu 80 Meter; in der Nahemulde findet man diese Conglomerate in noch grösserer Mächtigkeit von Oberstein über Krebsweiler bis zum Kreuznacher Stadtwald. Im Hangenden derselben kommen Schichten vor, die ein Wechsel von Melaphyr-armen Conglomeraten mit mehr oder weniger mächtigen Sandsteinbänken und zum Theil dünnblättrigen, sowie bröckeligen Röthelschiefern darstellen und die im Muldentiefsten im Krebsweiler Thale zwischen Kirn und Sien, im Nahethal in der Gegend von Monzingen vielfach aufgeschlossen sind. An der unteren Nahe in der Gegend von Kreuznach erscheinen als oberste Schichten des Oberrothliegenden vorherschend feinkörnige Sandsteine mit nur vereinzelten Geschieben von Quarz, Quarzit und Melaphyr. Conglomerate treten hier ganz untergeordnet auf. Im westlichen Gebiete ist das Vorkommen von Oberrothliegendem auf wenige Stellen in der Saarbrückener Gegend beschränkt; es sind hier tiefe braunrothe, thonig-sandige, sehr mürbe Gesteine zum Theil conglomeratisch mit vereinzelten Geröllen von Quarz, Quarzit und Brocken von meist stark zersetztem Melaphyr und Porphyr. Gröbere Conglomerate mit denselben Geröllen in geringer Mächtigkeit treten bei Ponten a. d. Saar und Mettlach auf, überlagert von geringmächtigen, feinkörnigen Sandsteinen mit wenigen Brocken von verwittertem Melaphyr.

Die beiden Punkte von Oberrothliegenden an der unteren Saar bei Tobiashaus (Ayll) und 500 Meter oberhalb Bahnhof Conz wurden bereits in den Erläuterungen zu Blatt Saarburg erwähnt. Bei der Revision von Blatt Trier wurde südlich des Bahnhofs Karthaus, nahe unter dem Roscheiderhof, eine kleine Partie braunrothen Schiefer- und Quarzitconglomerates auf Hunsrück-Schiefer ruhend und 100 Meter über der Thalsohle angetroffen. Melaphyrconglomerate fehlen in den Trierschen Gegenden gänzlich; wie in dem Aufsatze über das Oberrothliegende etc. im Jahrbuche für 1881 bereits mitgetheilt, kommen in den höheren Lagen mehr oder weniger mächtige zum Theil ziemlich grobe Quarz- und Quarzitconglomerate vor und im Hangenden derselben braunrothe, mürbe Sandsteine mit sandigen, oft bröckeligen Schieferthonen, die vielfach gefleckt sind (grünlich weisse, oft kreisrunde Flecken) damit stellenweise auch untergeordnete Conglomerate mit kleinen Quarzbrocken. Nahe der Grenze gegen den Buntsandstein, der mit conglomeratischen Schichten zum Theil auch bis 20 Meter starken Conglomeraten beginnt, trifft man häufig bröckelige, vielfach gefleckte Röthelschiefer an und darüber namentlich in der Gegend von Dreis a. d. Salm dünne sandig-dolomitische Bänkchen, die Vertreter des Zechsteins sein dürften; Versteinerungen wurden bis jetzt noch nicht darin gefunden. Des schönen Aufschlusses des Oberrothliegenden bei Uerzig wurde S. 460 im Jahrbuche für 1881 gedacht. Nur sei hier noch erwähnt, dass das Oberrothliegende bei Uerzig eine tiefe Mulde im Unterdevon ausfüllt. Die Stelle, wo es auf Hunsrückschiefer lagert, ist ca. 30 Meter über der Mosel, dagegen ist die Grenzscheide zwischen Oberrothliegendem und dem Schiefer 1 Kilometer SO. und 1 Kilometer NO. von Uerzig ca. 200 Meter über der Mosel. Der auflagernde sogenannte obere Thonstein stellt sich z. Th. als Porphyrbreccie, z. Th. als Tuff dar, darin sind einzelne kleine Schieferbrocken, nicht selten Stücke von Diabas und zuweilen auch Hornstein. Die über dem Thonstein folgenden, 30 bis 40 Meter mächtigen Quarzitconglomerate, sowie der feinkörnige Sandstein im Hangenden der Conglomerate fallen nördlich nach dem Alfthale hin ein, am Devonrande auf der linken Seite der Alf fallen Thonstein und die Conglomerate

nach S. ein; diese führen bei Bausendorf und Hetzhof ziemlich häufig Knollen von graulich weissem, krystallinischem Dolomit bis zu Faustgrösse, dieselben stellen sich mitunter als Hohlgeschiebe dar und sind deren innere Wandungen mit Dolomitspathkrystallen bedeckt.

In der Pfalz sind mir bis jetzt bei der Begehung des Oberrothliegenden Gebietes nur in der Gegend von Albersweiler fast gleich mächtige Melaphyr- und Quarzit-Conglomerate wie an der Prims und Nahe bekannt geworden. Am Wege von Albersweiler nach dem Hohenberg ruhen dieselben auf Gneiss, darüber kommen etwa 60 Meter mächtige, feinkörnige Sandsteine mit vielfach gefleckten Röthelschiefern wechselnd vor, die im Hangenden ein Bänkchen von aschgrauem, dichtem Dolomit zeigen, in dem Leppla Zechsteinversteinerungen fand. Darauf folgt ein feinkörniger Sandstein und noch höher conglomeratischer Buntsandstein.

Neben manchen interessanten geologischen Verhältnissen am Donnersberg findet man auch lehrreiche Profile im Oberrothliegenden auf dessen West- und Südseite. An den Porphyrrändern kommen hier zunächst Porphyrbreccien in grosser Entwickelung vor, die bei der Eisenschmelze im unteren Falkensteiner Thale 20 bis 30 Meter hohe Felsen bilden; sie setzen am ganzen Südrande des Donnersbergs über Imsbach nach Steinbach fort und verbreiten sich auch am Ostrande nördlich von Steinbach bis nach Dannenfels hin, selbst innerhalb der Porphyr-Masse des Donnersbergs findet man an manchen Stellen die Breccien. Im Liegenden derselben erscheint bei Falkenstein typischer Ober-Lebacher Sandstein und Conglomerat — 400 Meter südlich vom gegenwärtig im Betrieb stehenden Stollen der Kupfererzgrube bei Imsbach steht eine schmale Partie sehr festen groben Quarz- und Quarzitconglomerats zwischen dem Porphyr an, das ich für Ober-Lebacher Schichten ansehe. Ein ähnliches Conglomerat von hoher Festigkeit und quarzitischer Beschaffenheit, in dem die Geschiebe oft kaum mehr zu erkennen sind, kommt in grossen Blöcken im Spendelthal, NW. von Steinbach innerhalb des Porphyrmassivs des Donnersbergs vor; wo dieses Thal oberhalb Steinbach den Wald verlässt, steht wieder Porphyrbreccie an. — Im nördlichen Theile des Dorfes Imsbach

wird die Porphyrbreccie von einem sehr mächtigen Melaphyrgang durchbrochen; in dem eben erwähnten Stollen durchsetzen zwei Gänge von Melaphyr, der eine 5 Meter der andere 30 Meter mächtig, den Porphyr. Im Hangenden der Porphyrbreccie folgen südlich von Imsbach mehr oder weniger grobe Quarz- und Quarzitconglomerate im Wechsel mit feinkörnigem Sandstein. An der Alsenzbrücke oberhalb Winnweiler führen die Conglomerate auch Melaphyrbrocken. Die Bahn von Langmeil nach Enkenbach durchschneidet die obersten Schichten des Oberrothliegenden, bestehend aus dünneren und dickeren Bänken von braunrothem, feinkörnigem Sandstein wechselnd mit schiefrigen, glimmerführenden, sandigen Schichten; weiter im Hangenden folgen Schichten dünnblättrigen und bröckeligen Röthelschiefers von tiefbraunrother Färbung und vielfach gefleckt. An der Eselsmühle unterhalb Enkenbach beginnt der Buntsandstein mit grobkörnigen, hellrothen Schichten, die faustgrosse Gerölle von Quarz einschliessen.

Ein gutes Profil des Oberrothliegenden findet man bei Höringen am Wege nach Winnweiler. Am rechten Ufer des Höringerbaches ist Grenzmelaphyr aufgeschlossen. Auf demselben ruht eine schmale Schicht veränderten Gesteins, röthlich grau gefärbt und von feinkörniger, sandiger und dichter Beschaffenheit. Darüber folgt graulich weisser, dichter Thonstein 3 bis 4 Meter mächtig in Bänken abgesondert, in den oberen Lagen bis zu 6 Meter Mächtigkeit stellt sich ein carmoisinrother, graulich rother und weisser Arcosesandstein mit kleinen Quarz- und Quarzitgeschieben in undeutlicher Schichtung ein. Nun folgt im Hangenden ein Melaphyr- und Quarzitconglomerat, dessen Mächtigkeit nicht gross zu sein scheint, denn 500 Schritt weiter am Wege nach Winnweiler, jenseits des Wiesenthälchens folgt schon dünnblättriger Röthelschiefer mit feinkörnigem, braunrothem Sandstein, beide mit vielen kreisrunden, grünlich weissen Flecken; in einer Mächtigkeit von 30 Meter gegen die Anhöhe erscheinen dünngeschichtete, hellrothe Sandsteine mit groben Conglomeraten, welche dem Buntsandstein angehören dürften.

Die Porphyrbreccie vom Donnersberg führt mitunter auch wohl abgerundete Porphyrgeschiebe und ist wie das mächtige

Porphyrconglomerat (stellenweise Porphyrbreccien) an den Rändern des Porphyrs der oberen Nahe (Nohfelden-Türkismühle) als eine locale Bildung anzusehen und ein Aequivalent der Porphyrbreccien und Tuffe, wie sie über den Oberen Lebacher Schichten und unter dem Grenzlager an der unteren Nahe, als sogenannter unterer Thonstein bekannt sind; bei Meckenbach, unweit Kirn, treten sie in einer Mächtigkeit von 15 bis 20 Meter auf, bei Hirschhorn (Haltestelle zwischen Kaiserslautern und Lauterecken) sind sie an der Bahn im Wechsel mit dichtem festen Thonstein nur wenig mächtig aufgeschlossen. Der im östlichen Theile der Primsmulde über 40 Meter mächtige, obere Thonstein, eine bröckelige fleisch- und ziegelrothe, bröckelige Porphyrbreccie mit Stückchen von grünen Schiefer ist in der Nahemulde nur beim Naumburger Hof oberhalb Kirn und im Krebsweiler Thale noch gut entwickelt, weiter an der Nahe abwärts tritt er nur hier und da in geringer Mächtigkeit hervor; auch in der Pfalz kommt er spärlich vor.

Die Eintheilung, wie ich sie vom Oberrothliegenden im Jahrbuch für 1881, S. 488 gegeben habe, wird für die Folge bei der Kartirung in dem Saar-Nahe und Trierschen Gebiete eine Aenderung erleiden. In Uebereinstimmung mit anderen Gebieten im Osten, wird die untere Grenze des Oberrothliegenden da gezogen werden, wo die Eruptivgesteine aufhören; die beiden Stufen des unteren und oberen sogenannten Thonsteins mit den eingeschlossenen Melaphyrlagen und welche »untere Söterner Schichten« genannt worden sind, werden nun als »Söterner Schichten« die oberste Abtheilung des Unterrothliegenden bilden; die früher mit oberen Söterner Schichten bezeichneten mächtigen Quarz-, Quarzit- und Melaphyrconglomerate werden als »Waderner Schichten« die untere Abtheilung des Oberrothliegenden bilden. Bei Monzingen herrschen Sandsteine, Schieferthone und Röthelschiefer vor; Conglomerate sind daselbst untergeordnet und sind die Schichten schwer von den oberen Kreuznacher Sandsteinen zu trennen, daher es auch räthlich erscheint, die Bezeichnung Monzinger Schichten fallen zu lassen; es wird für die Folge im Oberrothliegenden nur eine untere Conglomerat- und eine obere Sandsteinstufe mit den Röthelschiefern bestehen bleiben.

Bei gemeinschaftlichen Excursionen im letzten Frühjahre mit Prof. Kayser und Dr. Kinkelin im Mainzer Tertiärbecken wurde insbesondere ein Augenmerk auf das Vorkommen des tiefsten Gliedes desselben, des Meeressandes, am Südrande des Taunus, bei Alzey und Flonheim gerichtet, weil dasselbe auch auf der linken Rheinseite an der unteren Nahe, im Soonwalde und auf den Plateaus zu beiden Seiten der Mosel, sich viel verbreitet findet. An diese Excursionen reihete sich die Fortsetzung der Thalstudien am Rheine und finden sich die Ergebnisse derselben mit denen im Jahre 1887 erzielten in diesem Jahrbuche in einem besonderen Aufsatze näher mitgetheilt.

Mittheilung des Herrn E. Dathe über Aufnahmen des Blattes Reichenbach u. d. Eule.

Der südwestlichste Theil des Blattes Reichenbach gehört noch dem eigentlichen Eulengebirge an und wird lediglich von der Abtheilung der Biotitgneisse aufgebaut. Die Biotitgneisse wurden in körnigschuppige, grob- bis breitflaserige und flaserige Biotitgneisse gegliedert. Von den Einlagerungen in der Gneissformation sind in diesem Gebiete die Amphibolite die zahlreichsten; von denselben sind 60 grössere und kleinere Lager kartirt worden. Die Serpentine sind in 15 Lagern vorhanden, während von den Granuliten nur 4 Vorkommen nachgewiesen wurden.

Die unterschiedenen Gneissvarietäten sind ziemlich gleichmässig im betreffenden Gebirgstheile vertheilt. Die grobflaserigen Biotitgneisse herrschen im südlichen Theile vor, im mittleren treten sie dagegen zurück und im nördlichen sind sie in gleicher Häufigkeit wie die übrigen Varietäten anzutreffen. Die körnigschuppigen bis schiefrigen Biotitgneisse sind besonders häufig im mittleren Theile, namentlich im Gebiete des Grenzflusses, dagegen ist ihr Vorkommen im nördlichen und südlichen Districte merklich geringer. Die dritte Gneissvarietät zeigt die gleichmässigste Verbreitung in der Gegend.

Während bisher die Eruptivgesteine im Eulengebirge verhältnissmässig selten und nur durch Porphyre und Kersantite vertreten waren, hat die Kartirung dieses Gebirgstheils folgende in

besonderer Häufigkeit nachgewiesen: nämlich Gabbro, Porphyre, Porphyrite und Kersantite. Gabbro durchbricht im Blümelthale, westlich von Steinseifersdorf, in einem mächtigen Gange den Gneiss, und an zwei andern Punkten, nämlich am Kiefernberge bei Steinseifersdorf und an der Paarshöhe im Leutmannsdorfer Forst durchsetzt er denselben stockförmig. Die Gesteinsbeschaffenheit ist an allen drei Punkten die gleiche; es sind mittelkörnige, blauschwarze Gesteine, in welchen man Labrador, theils in kurzen, theils in längern Nadeln, und die dunklen Pyroxengemengtheile mit unbewaffnetem Auge erkennt. Die Gesteinsgemengtheile sind: Labrador, Diallag, Hypersthen, Olivin, Hornblende, lichtbrauner Glimmer und verschiedene Erze. — Ausser dem bei Steinseifersdorf schon früher bekannten Porphyrgange sind zwischen Steinseifersdorf und Leutmannsdorf porphyrische Gesteine in 13 Gängen aufgefunden und kartirt worden; ihr Alter lässt sich nicht bestimmen. Nach ihrer mineralischen Zusammensetzung kann man die durchgängig stark zersetzten Gesteine am besten zu den Porphyriten stellen, die je nachdem sie Biotit oder Hornblende führen, als Glimmerporphyrite und Hornblendeporphyrite zu bezeichnen sind. Der letztern Felsart gehören zwei Gänge zwischen dem Grenzflusse und Milmichthale bei Leutmannsdorf an, die durch bis 1 Centimeter lange und 1 bis 2 Millimeter starke und scharf ausgebildete Krystalle und Zwillingskrystalle von Hornblende besonders bemerkenswerth sind. Drei Kersantitgänge setzen in der Umgebung des Spitzenberges und nördlich der Eibenkoppe im Peiskerdorfer Forst auf.

Die Lagerungsverhältnisse der Gneissformation sind auch in diesem Gebirgstheile höchst verwickelt. Im Allgemeinen lassen sich die ausgeschiedenen Gneisszonen in ihrem Verlaufe auf den Gneisssattel beziehen, der im äussersten SW. des Blattes bei Schmiedegrund und Steinseifersdorf seinen Sattelkern besitzt. Infolge der nördlich und östlich desselben aufsetzenden zahlreichen Verwerfungen ist die ursprüngliche Sattelbildung stark gestört, sodass die Schichten daselbst mehr in der Ostwestrichtung streichen. Zwischen Steinseifersdorf und Peterswaldau streichen sie in h. 7 bis 8; im mittleren z. Th. in h. 6, wenden aber allmählich in

h. 4 bis 3, um im nördlichen Striche, in Folge bedeutender Verwerfungen, die in h. 6 und 12 verlaufen, plötzlich in h. 12 bis 11 zu streichen. Zwei grössere Bruchzonen durchsetzen die Gneissformation von N. nach S. Die östlichste kann man vom Südrand der Karte über den mittleren Theil von Steinseifersdorf bis nach Leutmannsdorf verfolgen; sie ist durch die zahlreichen Porphoritgänge, die sich staffelförmig von SW. nach NO. folgen, aber stets in h. 10 streichen, gekennzeichnet. Die westlichste Bruchzone verläuft von Obersteinseifersdorf über Friedrichsgrund bis zum grossen Milmichthale in h. 10. Recht ansehnliche Verwerfungen setzen meist senkrecht zur vorigen Richtung auf und zwar nördlich von Ulbrichshöh, am Steinfluss und westlich von Steinseifersdorf im Blümelthal. —

Mittheilungen des Herrn G. Berendt über einige Ergebnisse bei den Aufnahmen im Flachlande.

Der vergangene Sommer war für das Verständniss der Glacialbildungen und somit gleicherweise auch für die Förderung der Aufnahmen im Gebiete derselben ein besonders erfolgreicher. Nicht nur, dass es mir gleich mit dem Beginn des Sommers gelang, die weitere Fortsetzung der grossen südlichen baltischen Endmoräne, deren Vorhandensein ich aus dem bereits im voraufgehenden Herbste auf 8 deutsche Meilen Länge in zwei gewaltigen Bogen genau verfolgten Verlaufe des Joachimsthaler Geschiebewalles (Dieses Jahrb. f. 1887, S. 301 — 310) gefolgert hatte, aus der Gegend von Friedrichswalde, Ringenwalde und Alt-Temmen über Kölpin, Warthe und Thomsdorf bis in die Gegend des mecklenburgschen Städchens Feldberg und von dort in genau westlicher Richtung über Neuhof und Goldenbaum bis nahe vor Neu-Strelitz, also auf weitere 7 Meilen oder mehr als 50 Kilometer zu verfolgen (Dieses Jahrb. f. 1888, S. 110—113); ich hatte auch fast gleichzeitig die Freude, in Gemeinschaft mit Herrn Dr. Wahnschaffe ein zweites fast 2 Meilen nördlicher also rückwärts gelegenes Stück dieser Endmoräne neu aufzufinden und demselben aus der Gegend von Gerswalde, durch die Zerwelliner Forst bei Boitzenburg, über Arendsee und Parmen bis unmittelbar vor das

Südthor von Fürstenwerder und jenseit der dortigen Seenkette von Wendorf über Tornowhof bis in den Hullerbusch bei Feldberg nachgehen zu können.

Was aber noch wichtiger, es gelang uns, Dr. WAHNSCHAFFE und mir, bei dieser Gelegenheit zugleich das oberdiluviale Alter der Endmoräne, die sich bei Fürstenwerder und Feldberg am deutlichsten auf den Oberen Diluvialmergel aufgelagert zeigt, festzustellen, wie anderwärts (Dieses Jahrb. f. 1887, S. 363—371) schon berichtet worden ist.

Wie grossartig aber nicht nur in ihrem verticalen Aufbau, sondern auch in ihrer horizontalen Längserstreckung diese Endmoräne in der That ist, das sollte sich erst mit Schluss des Herbstes zeigen. Anfangs glaubte ich mich noch berechtigt auf Grund der orographischen Verhältnisse und früher von mir in Hinterpommern und der Neumark gemachter Beobachtungen ähnlicher Steinberge inmitten echter Moränenlandschaft (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, S. 19), jenseits der Oder ein mehr oder weniger scharfes Umbiegen der grossen Erdmoräne anzunehmen. Inzwischen mir gewordene Mittheilungen über ähnliche Geschiebeanhäufungen in andern Gegenden, namentlich im Züllichau-Schwiebuser Kreis, aber auch in der Gegend von Drossen und Zielenzig und schliesslich in der Neumark (Zache, Geschiebestreifen der Neumark) längs des ganzen Oderbruches belehrten mich bald eines andern. Nach den (Dieses Jahrb. f. 1888, S. 113—122) mitgetheilten Beobachtungen, welche ich Gelegenheit hatte noch am Schlusse der Aufnahmezeit zu machen, wird der zusammenhängende, nur durch die Thäler der Oder, Warthe und Obra unterbrochene, fast gradlinige, wenn auch in sich d. h. in einem Spielraum von ungefähr einer deutschen Meile stark bogige Verlauf der südlichen baltischen Endmoräne von Oderberg über Küstrin, Drossen, Schwiebus, Bomst, ja vielleicht bis in die Gegend von Lissa, wenn noch nicht völlig bewiesen, so doch äusserst wahrscheinlich.

Wie aber schon die vorhin erwähnte fast 2 Meilen rückwärts gelegene zweite Endmoräne von Fürstenwerder-Gerswalde vermuthen lässt, für deren, wenigstens bruchstückweise Fortsetzung

über Fredenwalde und Steinhövel bei Greifenberg Andeutungen vorhanden sind, so steht in der Folge NO. der südbaltischen Endmoräne die Auffindung noch weiterer rückwärts gelegener Endmoränen zu erwarten. Dafür sprechen nicht nur die 3 BOLL'schen von EUG. GEINITZ sogar auf die Zahl 10 vermehrten Geschiebestreifen in Mecklenburg und andrerseits ein von ZACHE beschriebener zweiter Geschiebestreifen der Neumark, ebenso wie die von mir bereits früher (Jahrb. f. 1887, S. 310) erwähnten Geschiebeanhäufungen grade auf den höchsten Punkten des hinterpommerschen Höhenzuges; nein eine solche weit zurückgelegene neue Endmoräne ist vielmehr inzwischen ebenfalls in diesem Sommer innerhalb des z. Th. grade darauf hin schon lange erstrebten neuen Aufnahmegebietes der Bublitz — Pollnower Gegend durch Herrn KEILHACK thatsächlich aufgefunden und genau verfolgt worden, worüber nähere Mittheilungen des Genannten werden gegeben werden.

Auch die so lange vermissten, in Norddeutschland nur erst einmal (s. briefl. Mittheil. in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1888, S. 654) von Herrn EUG. GEINITZ in der Gegend von Gnoyen und Schwaan in Mecklenburg beobachteten Asar-Bildungen Schwedens sind plötzlich auch in der Uckermark aufgefunden worden und zwar in einer Weise ausgebildet, welche der im Norden gewohnten wohl an Grossartigkeit, keineswegs aber an Deutlichkeit nachsteht.

Herr SCHÖDER lenkte hier zuerst die Aufmerksamkeit auf eine Anzahl schmaler, scharfer, meilenlang zu verfolgender Kiesrücken, welche sich in der Gegend von Brüssow, seinem diesjährigen Arbeitsgebiet und dessen nächster Umgebung befanden. Da dieselben an der Oberfläche mit zahlreichen grossen Geschieben, ganz nach Art der Endmoränen, mehr oder weniger dicht bedeckt waren, so schien es allerdings näher zu liegen, in Ansehung der benachbarten südbaltischen Endmoräne auch an zurückliegende Parallelbildungen einer solchen zuerst zu denken und die vergleichenden Untersuchungen darauf zu richten. Dennoch habe ich vom ersten Tage, an welchem ich in Gemeinschaft mit den Herren SCHRÖDER und BEUSHAUSEN diese schmalen Rücken betrat, dieselben für echte Asarbildungen erklärt.

Auch jetzt, nachdem ich inzwischen im Laufe des Sommers sowohl in Schweden wie auch in Norwegen echte Asarbildungen in ihrer Heimath kennen gelernt, auch einige Asar der Gegend von Pasewalk, welche den genannten in der Gegend von Brüssow auf's Haar gleichen, näher untersucht und beschrieben habe (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1888, S. 484), bin ich nicht nur im Stande mein früheres Urtheil zu bestätigen, sondern auch die mir seiner Zeit überraschende Beobachtung des Herrn Schröder, dass die Kiesrücken älter als der Obere Diluvialmergel sein müssten, mit den schwedischen Beobachtungen in Einklang zu setzen.

Allerdings galten die Asar-Bildungen Schwedens bis vor kurzem für sehr jungen Alters, da sie im ganzen nördlichen uud mittleren Schweden dem dortigen Geschiebemergel aufgelagert sich fanden. Erst neuerdings ist, namentlich durch die Arbeiten des Herrn de Geer, festgestellt worden und habe ich selbst unter seiner Führung mich überzeugt, dass die Asar im südlichen Schonen unter den hier jüngeren, mit grösster Wahrscheinlichkeit unserem Oberen gleichen Geschiebemergel untertauchen.

Was dort in Schonen begonnen, hat sich in Norddeutschland — die Ostsee derzeit noch entweder als jüngstes Senkungsgebiet fortgedacht oder doch mit Eis ausgefüllt — naturgemäss fortgesetzt. Statt somit das bisherige Fehlen und die immerhin noch geringe Zahl unverkennbarer Åsar bei uns in Norddeutschland befremdlich zu finden, muss es vielmehr Wunder nehmen, wie so schmale, doch immerhin aus losem Material bestehende Hügelrücken einer folgenden allgemeinen Vereisung überhaupt standhalten und gar so scharfe Formen bewahren konnten.

Bedenkt man dieses aber, so liegt der Gedanke nahe, dass sich ein gut Theil Åsarbildungen unter der Decke unseres Oberen Geschiebemergels noch verbergen mögen und namentlich die Unteren Sande, wo sie sich in der sogenannten durchragenden Lagerung befinden, zum grössten Theile hierher zu rechnen sind.

Mittheilung des Herrn F. Wahnschaffe über seine Aufnahmen im Uckermärkischen Arbeitsgebiete.

Die auf Blatt Boitzenburg im Jahre 1887 begonnenen Aufnahmearbeiten wurden während des Sommers 1888 auf den Blättern Fürstenwerder, Dedelow und Hindenburg fortgesetzt, von denen die beiden ersteren völlig fertiggestellt wurden, während von dem letztgenannten nur ein schmaler Streif im N. unerledigt blieb.

Die hierbei gewonnenen wissenschaftlichen Resultate sind im Wesentlichen bereits im vorigen Jahrgange dieses Jahrbuches in einer brieflichen Mittheilung über die Ergebnisse eines geologischen Ausfluges durch die Uckermark und Mecklenburg-Strelitz von G. Berendt und dem Verfasser veröffentlicht worden. Es wurde darin der weitere Verlauf eines zweiten nach SW. zu flach gekrümmten Endmoränenbogens nachgewiesen, dessen mittlerer Theil von mir bereits im Vorjahre in der Nordostecke des Blattes Boitzenburg beobachtet worden war und der sich in sehr schön erhaltenen Blockwällen aus der Gegend nördlich von Gerswalde an Berkholz und Arendsee vorüber bis zu den Thoren der Stadt Fürstenwerder verfolgen liess. In dieser Mittheilung ist auch die Ausbildungsweise dieses Theiles der südlichen baltischen Endmoräne näher beschrieben, sowie ferner der Nachweis geführt worden, dass diese Ablagerung dem Oberen Diluvium und zwar der Abschmelzperiode der letzten Vereisung angehört. Als das Eis bei seinem Zurückschmelzen hier längere Zeit stationär war, konnten sich wallartige Endmoränen an seinem Rande anhäufen.

Ein besonderes Interesse verdient das Vorkommen von Kreide an zwei Stellen auf Blatt Dedelow und Hindenburg. Der eine Punkt auf Blatt Dedelow liegt 150 Schritt nördlich von der Klinkow-Dedelower Feldmarkgrenze an dem von Klinkow nach Falkenhagen führenden Wege. Am Ostabhange des sich bis zu 91,2 Meter erhebenden Kakarinenberges, welcher eine den Oberen Geschiebemergel durchragende Sandkuppe bildet, findet sich eine kleine, ungefähr 1 Meter tiefe, überwachsene Grube, auf deren Sohle die weisse Kreide bei 2 Meter Tiefe noch nicht durchbohrt wurde. Die Kreide wird dort von Oberem Geschiebemergel über-

lagert, der in Folge der zunehmenden Mächtigkeit die weitere Nachweisung der Kreide mit dem Zweimeter-Handbohrer verhinderte. Ob die Kreide hier anstehend ist, oder ob nur eine im Diluvium eingelagerte, mehr oder weniger grosse Scholle vorliegt, liess sich bisher nicht entscheiden, ebenso boten sich auch keinerlei Anhaltspunkte, um das Alter festzustellen. Eine Schürfung würde vielleicht hierüber Aufschluss geben können.

Der zweite Kreidepunkt findet sich im Südostviertel des Blattes Hindenburg nahe der östlichen Sectionsgrenze. Südlich von dem von Potzlow nach Pinnow führenden Wege findet sich eine kleine Kuppe, die sich jedoch keineswegs aus der übrigen von dem Oberen Geschiebemergel gebildeten Hochfläche heraushebt und in welcher die Kreide in einer Höhe von 44 Meter über NN. zu Tage tritt.

Schon K. F. Klöden hat in seinen Beiträgen zur mineralogischen und geognostischen Kenntniss der Mark Brandenburg (Erstes Stück, 1828, S. 78—80) die Kreide- und Kreidemergellager zu Potzlow in der Uckermark eingehend beschrieben. Er sagt, dass in dem Berge ein Bruch eröffnet sei, und dass man in demselben die Kreide mit ihren Feuersteinlagen $1^1/_2$—2 Lachter mächtig anstehen sähe, während darunter Kreidemergel, welche das Material zum Betriebe einer daneben liegenden Kalkbrennerei lieferten, aufgeschlossen wären. Der Bruch ist bereits seit langer Zeit aufgegeben, so dass man gegenwärtig das Profil nicht mehr wahrnehmen kann. Eine von mir bis auf $1^1/_2$ Meter Tiefe ausgeführte Schürfung zeigte, wie richtig Klöden die dortigen Verhältnisse beschrieben hat, denn es wurde dabei eine anscheinend horizontalliegende Schicht eines hellgrauen, weissgefleckten und splittrigen Feuersteins aufgefunden, die auch Klöden gesehen hat. Diese Feuersteine sind nicht in perlschnurartigen Knollen wie bei der senonen Rügener Kreide, sondern in zusammenhängenden bis zu 3 Decimeter mächtigen Bänken der Kreide eingelagert. Nach Klöden waren bei Potzlow drei solcher Feuersteinlager übereinander zu beobachten, von denen besonders die unterste in ziemlicher Regelmässigkeit das Kreidelager von dem darunter folgenden milden Kreidemergel trennte. Das Hauptfallen wird

von ihm als nach Süd gerichtet angegeben. GIRARD[1]), welcher dieses Kreidelager ebenfalls besucht hat, hält es den älteren Nachrichten zufolge mit grosser Wahrscheinlichkeit für ein wirklich anstehendes Lager; auch erwähnt er ebenfalls die plattenförmig eingelagerten Feuersteine. Trotz eifrigen Suchens wurden von mir dort keine Versteinerungen gefunden, was auch mit der Angabe KLÖDEN's zu vereinbaren ist, dass Versteinerungen in diesem Gebirge garnicht oder doch nur selten sich finden sollen.

Durch das Vorhandensein der hellgrauen gefleckten Feuersteinbänke zeigt die Potzlower Kreide eine grosse Uebereinstimmung mit der turonen Kreide, welche BEHRENS[2]) von Lebbin auf der Insel Wollin, sowie mit den gleichalterigen Kreidevorkommnissen, welche F. E. GEINITZ[3]) aus Mecklenburg beschrieben hat. Mit grosser Wahrscheinlichkeit wird man daher die Potzlower Kreide dem Ober-Turon zurechnen dürfen. Sie würde demnach den südlichsten Punkt des bisher in Norddeutschland bekannt gewordenen anstehenden Ober-Turons darstellen und dürfte in Beziehung zu setzen sein mit dem Auftreten von oberturoner Kreide, welche GEINITZ am Müritz- und Fleesen-See als einen schmalen von NW. nach SO. verlaufenden Zug beschrieben hat. Die dortige weissgraue Kreide enthält nach ihm 7 dünne, bis 3 Centimeter mächtige ziemlich zusammenhängende Zwischenschichten von Feuerstein. Dieser ist hell- oder dunkelgrau und zeigt sehr häufig ein gebändertes Aussehen durch abwechselnde Lager helleren und dunkleren Materials. Schon BOLL hat auf das abweichende Aussehen dieser Feuersteine von demjenigen in der Rügenschen Kreide aufmerksam gemacht, welche nicht wie dort knollen- sondern plattenförmig ausgebildet sind.

Mittheilung des Herrn R. KLEBS über geologische Aufnahmen auf den Blättern Prenzlau und Nechlin.

I. Blatt Prenzlau wurde begonnen und vollendet. Von besonderem Interesse ist die Thalbildung auf dem Blatte. Man

[1]) GIRARD, Die norddeutsche Ebene, insbesondere zwischen Elbe und Weichsel. Berlin 1855, S. 56 und 57.

[2]) G. BEHRENS, Ueber Kreideablagerungen auf der Insel Wollin. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1878.

[3]) F. E. GEINITZ, Uebersicht über die Geologie Mecklenburgs. Güstrow 1885.

kann dort zweierlei Thäler unterscheiden. Erosionsthäler im engeren Sinne oder jüngeren Alters, d. h. solche, deren Entstehung nach der Ablagerung des Oberen Mergels stattfand, und Erosionsthäler höheren Alters, d. h. solche, welche bereits vor der letzteren Vergletscherung vorhanden waren und deren Beschaffenheit durch den Oberen Mergel mehrfach geändert wurde. Zu den Erosionsthälern im engeren Sinne könnte man nur das Thal des Dauergrabens von Linow bis zur Mündung rechnen, obwohl auch hier der Charakter der Erosionsbildung nicht so typisch hervortritt, wie man es bei vielen Ostpreussischen Thälern zu sehen gewohnt ist. — Zu den älteren Thälern gehört vor Allem das Uckerthal. Bohrungen, welche in Prenzlau ausgeführt sind, zeigen, dass die Entstehung dieses Tahles in die älteste Diluvialzeit fällt und dass die Ufer desselben einstmals von tertiären Schichten gebildet wurden. Schon durch die erste Vergletscherung oder noch früher wurden die sandigen Ablagerungen des Tertiärs im Uckerthal bis auf den Tertiärthon fortgeführt. Es ist zwar möglich, dass auch eine Zusammenschiebung dieser sandigen Bildungen stattgefunden haben mag, doch dürften die Störungen nicht sehr bedeutend sein und wir in den geschichteten Quarzsanden des Bohrloches Prenzlau-Steinstrasse einen östlichen Uferpunkt jener Rinne im Tertiär vor uns haben, deren westlicher uns in den geschichteten Quarzsanden bei Röpersdorf erhalten ist. Möglicherweise mag letzterer auch weiter westlich liegen, ist aber aus keinem anderen Aufschlusse bekannt. In dieser Rinne lagert auf dem festen tertiären Thon in einer Tiefe von 88,0 bis 90,5 Meter unter Tage ein Grand mit grösseren Geröllen von Granit, über welchem Sand von 80,0 bis 88,0 Mächtigkeit auftritt. Ueber diesen Sand schob sich dann die Grundmoräne der ersten Vergletscherung in einer Mächtigkeit von 40 Meter (von 30,0 bis 80,0 Meter). Natürlich wurde hierdurch die Rinne um ein Bedeutendes verflacht, und die Schmelzwasser der ersten Vergletscherung lagerten nicht nur in ihr (von 3,0 bis 30,0 Meter), sondern auch über die Kuppen des Tertiär hinweg weit in's Land hinein ihre Absätze von den gröbsten bis zu den feinsten Sanden. Aber auch während dieser Zeit blieb das Uckertheil bestehen, wie wir dieses aus dem wallartig in die Höhe tretenden unterdiluvialen Sande in dem Bohr-

loch Prenzlau-Steinstrasse schliessen können, und wie es aus einem ähnlichen Emportreten desselben Sandes bei Blindow folgt. Zu dieser Art der Thäler müssen auch die Seenreihen gerechnet werden, deren Zusammenhang zwar aus der topographischen Grundlage sich nicht immer ohne Weiteres ergiebt, deren Bestehen aber durch die geologische Kartirung noch bis in die Zeit des Alluviums verfolgt werden kann. Alle diese Thäler verlaufen in der Richtung von NO. nach SW. Das südlichste beginnt mit dem Ziemken-See und zieht sich nach dem Grünow-See hin. Auf dieser Strecke liegen in dem Thal noch zwei kleine Seen. Von Grünau aus lässt es sich auf dem Blatte bis an dessen Grenze östlich Alexanderhof verfolgen und zieht sich auf dem Blatt Bietikow an Dreyershof vorbei nach dem Uckerthal. Das nächste Thälchen beginnt mit dem Baumgartner-See und verläuft dann auf Stegemannshof zu. Oestlich dieses Ortes theilt es sich. Der südliche Zweig umfasst das ganze Seegebiet, dessen grösster See der von Wollenthin ist, dann verläuft er über einige kleine Seen bis zur Blattgrenze westlich Alexanderhof, und zieht sich von dieser über den Gramzow-See nach dem Uckerthal. Der nördliche Zweig geht über Stegmannshof nach den sogenannten »süssen Grundwiesen« bei Prenzlau, nördlich der Windmühle vorüber an der Abdeckerei in die Ucker. Diese kleinen Seen gehörten ehemaligen Thälern an, welche durch Hineinlagerung des Oberen Mergels in ihrem Zusammenhang unterbrochen wurden, wobei gleichsam durch Abschnürung als Ueberbleibsel der alten Wasserläufe die kleinen und grösseren Seen zurückblieben. — Waren die Störungen durch den Oberen Mergel nicht so bedeutend, um eine Veränderung der Wasserscheide herbeizuführen, so blieben diese Thäler auch während der ersten Alluvialzeit noch bestehen, wie wir dieses aus den humosen Bildungen, welche weit über die heutige Grenze des höchsten Wasserstandes liegen, schliessen können. Erst als eine Erniedrigung des Wasserspiegels im Allgemeinen, aus Gründen, welche sich der Beurtheilung noch vorläufig entziehen, eintrat, wurden die Rinnen bis auf die Seen trocken gelegt. — Oft waren aber auch die Störungen durch den Oberen Mergel so bedeutend, dass die ehemaligen orographischen

Verhältnisse ganz verwischt wurden und die Wasser am Schluss der zweiten Vereisung sowohl, als auch der Alluvialzeit sich andere Wege suchen mussten. In diesem Falle ist der Zusammenhang der alten Rinnen vollständig verwischt und die kleinen Seen liegen scheinbar regellos zerstreut in dem Mergelgebiet. Eine solche Reihe kleiner, theils vertorfter, theils noch wasserführender Seen zieht sich von Schenkenberg bis Wittenhof, rechts der Strasse Schenkenberg-Prenzlau, und dann links dieser Strasse bis nach letzterer Stadt hin. Eine weitere Reihe, welche mit dem grösseren Moor westlich Marienhof beginnt und sich bis zum Flock-See verfolgen lässt, dürfte in den Brüchen südöstlich Blindow und dann in einigen kleinen Mooren östlich Uckerhausen ihre Fortsetzung haben.

Der zu Tage tretende Boden des Blattes besteht aus Diluvium und Alluvium. Tertiär ist nur aus zwei Bohrlöchern bekannt. Im Querschnitt wurden folgenden Schichten beobachtet:

		Grösste beobachtete Mächtigkeit
Alluvium		20,0 Meter
Oberes Diluvium.	Mergel	7,0 »
Unteres Diluvium.	Mergelsand bis Fayencemergel	4,9 »
	Sand mit Grandeinlagen	27,0 »
	Mergel	40,0 »
	Sand	8,0 »
	Grand	2,5 »
Tertiär.	Kohle	1,0 »
	Quarzsande	37,0 »
	Letten	3,0 »
	Quarzsande	3,0 »
	Letten	5,0 »
	Quarzsande	2,0 »
	Letten	10,0 »
	Blauer Thon	+ 91,0 »

2. Blatt Nechlin wurde begonnen und vollendet. Auf demselben wurden nur alluviale und diluviale Bildungen beobachtet.

Von letzteren verdienen eine ganz besondere Aufmerksamkeit wallartige Bildungen, welche sich im Wesentlichen in nordsüdlicher Richtung durch das Blatt ziehen. Dieselben zeigen eine grosse Uebereinstimmung mit den von Post, Gumaelius, Törnebohm, Krapotkin etc. beschriebenen echten Åsar und Biåsar und sollen gelegentlich eingehend beschrieben werden.

Mittheilung des Herrn L. Beushausen über seine Aufnahmen auf den Blättern Bietikow und Gramzow.

Der geologische Bau beider dem Gebiet grösster Oberflächenverbreitung des Oberen Geschiebemergels angehörenden Blätter weicht, so weit die Untersuchungen bis jetzt fortgeführt sind, nicht wesentlich von dem der angrenzenden Blätter ab. Bemerkenswerth erscheint in dieser Hinsicht für Blatt Bietikow nur die weitere Verbreitung oberdiluvialer Sande im Süden, die sich hier als vielfach zerfetzte Decke über dem Oberen Geschiebemergel bezw. unterdiluvialen Schichten ausbreiten und, wie mannigfache Aufschlüsse darthun, als — durch gleichzeitige bezw. nachfolgende Erosion zum Theil wohl wieder entfernte — geschichtete, oft Einlagerungen von abgerollten Geschieben führende Absätze aus den Schmelzwassern der zweiten Vereisung anzusehen sein dürften.

Auf Blatt Gramzow tritt westlich und östlich des tief eingeschnittenen, z. Th. wohl altdiluvialen Randow-Thales je ein »Durchragungszug« auf, einmal NNW.—SSO. streichend längs der vom Eickstedter Fliess durchströmten Rinne zwischen Wollin und Schmölln, dann unmittelbar östlich der Randow beginnend und WSW.—ONO. streichend bis in die Gegend zwischen Sommersdorf und Neuhof. Der erstere Zug ist ein bis 13 Meter hoher, aus einzelnen Kämmen und Kuppen bestehender, Gerölle führender Grandrücken, der oberflächlich grosse Geschiebe trägt. Der letztere, sich in den »Schwarzen Bergen« südlich Grünz bis 65 Meter über das Randow-Thal erhebend und z. Th. vom Oberen Geschiebemergel bedeckt, besteht vorwiegend aus feinerem Material, trägt aber ebenfalls mächtige Blöcke. Aufschlüsse in beiden Zügen zeigen deutlich die steil sattelförmige bezw. aufgerichtete Schichtenstellung innerhalb derselben. Bemerkenswerth ist, dass in letzt-

genanntem Zuge, wie ein Aufschluss erkennen lässt, auch der Untere Geschiebemergel an der Aufrichtung der Schichten theilgenommen hat und gewissermaassen den Kern des Ganzen bildet. — Was die Erklärung dieser Erscheinungen anbetrifft, so haben wir es hier keinenfalls mit Aufschüttung, sondern mit durch Druck bezw. Schub verursachten Faltungserscheinungen zu thun. —

Wenn BOLL (Geognosie der Ostseeländer, S. 108) seinen »zweiten Geschiebestreifen« auch in der Gegend von » — — Prenzlau, Bertikow, Seehausen, Blumberg« verbreitet sein lässt, so kann ich dem nicht zustimmen. Der Geschiebereichthum des Oberen Geschiebemergels ist in den angegebenen Bezirken nicht bemerkenswerth grösser als im Gebiete der beiden Blätter und wohl auch des Höhenrückens überhaupt. Im Uebrigen hat BOLL unter dem Namen »Geschiebestreifen« anscheinend ganz heterogene Dinge zusammengefasst.

Endlich wäre noch das Auftreten von älteren Bildungen als Diluvium zu erwähnen. Ganz im NW. von Blatt Bietikow, am westlichen Rande des Uckerthales bei Röpersdorf, inmitten einer Zone von Durchragungen stark gefalteten Unteren Diluviums, ist zunächst in einer Reihe von 6 — 8 Meter tiefen Gruben Tertiär aufgeschlossen. Es sind von Diluvium discordant überlagerte, ziemlich mächtige, feste, weiss, bläulich oder schwach grünlich gefärbte, glimmerführende Quarzsande, mit eingeschalteten, Milchquarze führenden Kiesbänken. Ihre Lagerung ist, soweit zu beobachten, steil aufgerichtet, hier und da völlig saiger. — Ob sie der märkischen Braunkohlenformation oder dem Ober-Oligocän angehören, lässt sich vorläufig nicht wohl entscheiden, doch ist Ersteres das Wahrscheinlichere.

Des Weiteren sind noch mehrere eng begrenzte Vorkommen von weissen bis hellgrauen Mergeln hervorzuheben, welche der Kreideformation angehören dürften. Die eine Gruppe dieser Vorkommnisse liegt am Ostrande des Uckerthales nordöstlich Seehausen, auf Blatt Bietikow, ein weiterer Punkt auf Blatt Gramzow bei der Eickstedter Mühle südwestlich Schmölln. Genauere Auskunft können — bei dem völligen Mangel an Aufschlüssen — erst anzustellende Schürfe ergeben. — Bemerkenswerth ist, dass das

Kreidevorkommen von Ludwigshöhe bei Schmölln nur 1400 Meter nördlich des letztgenannten Punktes und, wie dieser, auf der Ostseite des oben kurz beschriebenen Durchragungszuges gelegen ist.

Mittheilung der Herren GEORG LATTERMANN und GOTTFRIED MÜLLER über die Ergebnisse ihrer Aufnahmen auf den Blättern Gerswalde und Templin.

Die von G. BERENDT und F. WAHNSCHAFFE beschriebenen Hauptzüge der südlichen baltischen Endmoräne treten auf Blatt Gerswalde in ausgeprägter Weise auf. Der nördliche von Fürstenwerder herüberkommende Zug verbreitert sich westlich Schwemmpfuhl ganz bedeutend. Die hier vorhandene Anhäufung von mächtigen Geschieben hat seit Alters das Material für die Bauten der näheren und weiteren Umgebung geliefert.

Nicht minder charakteristisch entwickelt ist die ältere bei Alt-Kölpin auf das Blatt Gerswalde übertretende Endmoräne, welche hier noch eine Breite von 400 Meter hat, doch sich schon bei Gr. Kölpin in zwei Aeste gabelt, von denen der südliche über Hahnenwerder und Albertinenhof nach Alt-Temmen verlaufende Zug kammartig ausgebildet ist und zwischen Albertinenhof und Hahnenwerder aus einer Reihe hinter einander gelegener Ketten besteht, die durch tiefe Schluchten von einander getrennt sind. Während dieser südliche Zug anscheinend auf unterdiluvialen Bildungen (im BERENDT'schen Sinne) auflagert, liegt der von Gr.-Kölpin nach Luisenhof verlaufende nachweisbar auf der Grundmoräne der zweiten Vereisung. Oestlich Luisenhof geht die kammartige Ausbildung dieses Bogens der Endmoräne verloren, um zwischen Bökenberg und Arnimswalde sich nur als eine starke Bestreuung des Geschiebemergels bemerkbar zu machen.

Das zwischen Gr.-Kölpin und Wilhelmshof gelegene grosse Bruch und das Bruch südwestlich Luisenhof sind an ihrem südlichen Rande von zahlreichen grossen Blöcken eingefasst, die zum Theil wallartig angehäuft sind. Ebenso ist das vom Kronsfenn aus NO. streichende 5 Kilometer lange und dabei nur etwa 150 Meter breite Becken von mächtigen Geschieben umsäumt. Diese mit Torf ausgefüllten ehemaligen Seebecken liegen hinter

aufgepressten unterdiluvialen Rücken, welche durch die kammartig entwickelte Endmoräne gekrönt sind, und vor dem zweiten von Gr.-Kölpin nach Luisenhof verlaufenden Zuge.

Die östliche von G. Lattermann aufgenommene Hälfte des Blattes ist zum Theil noch reicher an Endmoränenbildungen als die westliche, aber nur stellenweise, so im »Roloff« bei Fredenwalde, nehmen die Geschiebeanhäufungen einen wallartigen Charakter an. Der auf dem südlich anstossenden Blatt bis Alt-Temmen verfolgte Geschiebewall durchquert in der Richtung auf Stegelitz zu die Südostecke des Blattes Gerswalde, hier aber nur noch durch kuppenartig aus dem oberen Sande hervorragende Blockanhäufungen gekennzeichnet.

Charakteristisch für die auf der südlichen Hälfte des Blattes so schön ausgebildete Endmoränenlandschaft sind die ausgedehnt vorhandenen Oberen Sande und Grande, die hier z. Th. den Oberen Mergel z. Th. die Unteren Sande bedecken. Die letzteren treten nachweisbar blos randlich (so am Kölpin-See) unter den Oberen Sanden heraus. In gleicher Weise treten vor der zweiten Endmoräne Obere Sande auf, welche auch hier in unmittelbarer Nähe derselben die aufgepressten Unteren Sande und weiter ab die Grundmoräne der zweiten Vereisung überlagern.

Der nordöstliche Theil des Blattes weist an der Basis des Oberen Geschiebemergels mächtige Grand- und Geröllagen auf.

Das zwischen der ersten und zweiten Endmoräne gelegene Gebiet zeichnet sich aus durch die »ausgedehnte Oberflächenverbreitung des Geschiebemergels, sowie durch den raschen Wechsel der Höhenunterschiede innerhalb der Diluvialhochfläche, hervorgerufen durch das Auftreten zahlreicher Sölle oder Pfuhle und grösserer Bodensenkungen«, ganz ähnlich der von Wahnschaffe eingehend beschriebenen Boitzenburger Gegend.

Die Lagerungsverhältnisse in dieser stark coupirten Diluvialhochfläche sind, wie die allerdings nicht häufigen Aufschlüsse zeigen, vielfach gestört. Derartige Störungen fand G. Müller in der Lehmgrube am nördlichen Ufer des Haussees bei Gerswalde, wo der Obere Mergel durch eine Anzahl Verwerfungen, deren Sprunghöhe nicht mehr wie 0,5 Meter beträgt, nach dem See hin treppen-

förmig abgesunken ist. Hierbei sei noch die Thatsache erwähnt, dass 1887 ein mächtiges Stück Oberen Mergels am Ufer des »Schwemmpfuhls« nördlich Gerswalde abrutschte und inmitten des Sees den schlammigen mit Pfahlwerk durchspickten Untergrund zu einer inselartigen Erhebung emporpresste. Bemerkenswerth waren auch die in einer Kiesgrube am Waldrande östlich Blankensee aufgeschlossenen Störungen, welche einen vor der zweiten Endmoräne aufgepressten NS. streichenden Sattel unteren Sandes durchsetzten.

Weit wichtiger als diese geringfügigen Störungen war eine Verwerfung, welche G. Müller gelegentlich einer Begehung des Blattes Templin am Gleuen-See nördlich Templin sah. Hier wurde vor zwei Jahren mit dem Bau eines Ringofens begonnen. In der am steilen Ufer des Sees angelegten Thongrube werden die unter den 14 Meter mächtigen Unteren Sanden und Granden liegenden Diluvialthonmergel abgebaut, welche ihrerseits auf Mergelsanden auflagern. Dieses 3 Meter mächtige Thonlager ist von einer von Südost nach Nordwest streichenden Verwerfung betroffen und nach Südwesten abgesunken. Die Sprunghöhe der senkrecht zum Streichen des Sees stehenden und parallel der 1,5 Kilometer weiter nördlich gelegenen ersten Endmoräne verlaufenden Verwerfung beträgt gleichfalls 3 Meter. Die mit Kalksandstein ausgefüllte Verwerfungsspalte theilt sich nach oben hin fächerförmig, wodurch ein allmähliges Absinken der überlagernden Sande zu Stande kommt. Die Störungen sind in den Sanden durch Osteocollenbildungen markirt, während das stufenförmige Absinken der Sande durch die vielen eingelagerten Grandbänke deutlich zum Ausdruck gebracht wird. Verfolgt wurde die Verwerfung allerdings nur soweit der Aufschluss vorhanden war, nämlich bis jetzt auf eine Entfernung von etwa 150 Meter.

Bemerkt sei noch, dass an der oberen Grenze des Thonlagers linsenförmige Einlagerungen von charakteristischem Bänderthon auftreten.

Einen guten Anhalt für die Beurtheilung der Lagerungsverhältnisse im Diluvium bieten die auf Blatt Gerswalde auftretenden Thon- und Mergelsandlager im Unteren Diluvium. Selbst in

engeren Gebieten zeigen dieselben in ihrer Oberflächengestaltung oft recht beträchtliche Höhenunterschiede (bis zu 40 Meter), und es ist nicht anzunehmen, dass dieselben ursprüngliche sind, ebensowenig wie sie durch Erosion allein erklärt werden können.

Bisher nicht völlig aufgeklärt sind die Lagerungsverhältnisse in dem durch das Vorkommen von Thonmergeln ausgezeichneten Gebiet bei Hessenhagen. Bänderthon und Mergelsande überlagern dort an mehreren Stellen den Oberen Geschiebemergel, die Auflagerung ist in Wegeinschnitten auch auf grössere Erstreckungen hin zu verfolgen. Dieselben sind möglicherweise oberdiluvial.

Mittheilung des Herrn M. SCHOLZ über Aufnahmen auf der Insel Rügen.

Zur Aufnahme kamen der südliche und östliche Theil des Blattes Bergen, das Blatt Putbus einschliesslich des revidirten östlichen Theiles, welcher bereits 1887 aufgenommen wurde, und der Ostrand des Blattes Samtens.

1. Blatt Putbus. Im Anschlusse an das bereits 1887 Gesagte, ist in Bezug auf die oro- und hydrographischen Verhältnisse nach folgendes hervorzuheben:

Wie die Halbinsel Jasmund und die bisher untersuchten Theile von Rügen trägt auch Blatt Putbus den Charakter der Moränenlandschaft in Bezug auf das hügelige Land und die in dasselbe eingesenkten zahlreichen Torfmoore und Sölle. Geröllschichten sind nur untergeordnet vertreten und durch die an vielen Stellen vorkommenden Grandlager ersetzt. Knüpft man an die drei Höhenpunkte im Osten der Blätter Putbus, Bergen und Vilmnitz, den Rugard mit 90,6 Meter Fusspunkt im Norden, den Tannenberg bei Putbus mit 61,0 Meter und das Jagdschloss mit 106,5 Meter Fusspunkt an, so sind auf Blatt Putbus nur wenige Stellen bemerbar, um welche sich die hügelige Umgegend gruppirt. Dies ist das Gebiet der Königl. Forst Mölln mit 31,3 Meter, welches sich nach Süden zu westlich von Tegelhof bis zu 35 Meter, östlich von letzterem sogar bis zu 38 Meter erhält. Von dem höchsten Gebiete innerhalb des Dreiecks Rugard, Tannenberg und Jagdschloss fällt das Land nach allen Seiten hin

bis 20 und 15, im gelben Ufer auf dem Zudar sogar bis 11 Meter hin ab.

In hydrographischer Beziehung sind ausser dem Sekrowgraben und dem Mühlbach bei Zirkow noch einige kleine Wasserrinnen, welche in die tieferen Stellen des Blattes, z. B. nach dem Garzer See, in die Moore südlich Altenkamp, den Wreechener See und in eine Anzahl im Plateau tiefer eingesenkter Moore deren Umgegend entwässern.

Geologisch ist die nur am Südrande der Section vorkommende senone Kreide bereits im Berichte von 1887 erwähnt, von Tertiär liess sich nichts auffinden. Das Quartär dagegen überzieht das gesammte Blatt Putbus. Das Diluvium gliedert sich in Unteres, namentlich an den Küstenrändern erkennbar und in Oberes, fast überall zu Tage liegendes. Dass dieses Obere Diluvium eine viel bedeutendere Mächtigkeit besitzt, als bisher angenommen wurde und wahrscheinlich noch ein grosser Theil bisher zum Unteren Diluvium gerechneter, oberhalb der der blaugrauen Moräne der ersten, älteren Vergletscherung lagernder Schichten zu ihm gerechnet werden müssen, soll anderwärts begründet worden. Da jedoch, wie schon früher erwähnt, eine Festlegung der Grenze innerhalb der zwischen den beiden Geschiebemergeln lagernden, geschichteten Bildungen der Natur der Sache nach unausführbar ist, so musste bei der Kartenaufnahme auch die bisherige Eintheilung beibehalten werden.

Der blaugraue Geschiebemergel des Unteren Diluviums bildet überall die Basis der übrigen Diluvialschichten und ist fast nur an der Südküste des Blattes aufgeschlossen. Der fein- bis grobkörnige, gewöhnlich als unterdiluvial bezeichnete Spathsand, bis auf die obersten, ausgelaugten Partien kalkhaltig, ist an vielen Stellen des Blattes, meist als feinkörniger Sand aufzufinden und in den zahlreichen Mergelgruben unter 2—5 Meter gelbem Geschiebemergel fast überall zu erbohren. Diluvialgrand, entweder unter gelbem Mergel oder auch direct unter Decksand findet sich sehr charakteristisch im langen Berge NW. Garz bis zu einer Grube bei Cowallen und in einem Geschiebewalle bei

Wreechen, ferner auch unter Decksand bei Ketelshagen, auch ähnlich discordant gelagert unter Decksand bei Casneritz am Grützberge. Diluvialthon ist nicht aufzufinden, obwohl der gelbe Geschiebemergel nach unten zu, sich mitunter, ähnlich wie in der Altmark, in sand- und geschiebeärmerer, also fetterer Ausbildung findet, z. B. an der Garz-Samtenser Chaussee.

Von Oberem Diluvium bilden die schon immer zu demselben gerechneten beiden Formen des Decksandes und des gelben Geschiebemergels fast ausschliesslich die Oberfläche des Blattes. Der Geschiebemergel erfüllt namentlich die östliche Hälfte des Blattes und kommt in grösseren Schollen im Westen auch bei Bietegast, Swiene, Gützlaffshagen u. a. O. vor. Decksand ist ihm aufgelagert, insbesondere im nördlichen und südwestlichen Theile, auch liegt er oft in dünner Schicht (1—2 Meter) auf Spathsand, von letzterem durch die in ihm vorkommenden grösseren Blöcke und die scharfe Trennungslinie leicht zu unterscheiden.

Vom Alluvium kommen Dünen im Innern des Blattes wenig vor, wo sie z. B. bei Dumgenevitz und Casnevitz durch den Wind aus Decksand, ohne die Möglichkeit, sie auf der Karte auszeichnen zu können, entwickelt werden. An der Küste werden sie ebenso am Wreechener See und am Südrande der Neuendorfer Kiefern erzeugt. Der alluviale Seesand umrändert die südöstlichen (Küsten-) Theile der Sections Torfmoore, vielfach abgebaut, treten auf Blatt Putbus massenhaft auf und zwar in der Mächtigkeit von 1—6, durchschnittlich von 3 Meter. Die wesentlichsten sind die grossen Moore von Neklade, Dolgemost, Swiene, Garz, bei Altenkamp und im Fürstlich Putbuser Holz.

2. Blatt Samtens. Der bisjetzt aufgenommene östliche Rand dieses Blattes zeigt denen von Putbus ganz ähnliche Verhältnisse bezw. die geologische Fortsetzung der betreffenden Schichten.

Diluvialgrand findet sich in der Fortsetzung des langen Berges bei Garz, Spathsand südöstlich der Berglaser Nathen und bei Stubben, Decksand bei Hof Zirkow, während Oberer Mergel sich von Gützlaffshagen und Bietegast, südlich auch von

Wendorf und Kenz bis nach dem Zudar hin und vom Poseritzer Spathsande unterbrochen, erstreckt.

3. Blatt Bergen. An den Südrändern des grossen, desgl. am Westrande des kleinen Jasmunder Boddens ist überall als Tiefstes der blaugraue, Untere Geschiebemergel in die Augen fallend. Auf ihm lagert, wie auf Blatt Putbus, ausser Sand und Grandschichten, welche nach der bisherigen Auffassung und aus den für Putbus angegebenen Gründen auf der Karte noch als unterdiluvialer Spathsand und -Grand bezeichnet sind, Geschiebemergel und ganz oben Decksand von einigen Metern Mächtigkeit. Alle übrigen Verhältnisse sind denen des Blattes Putbus entsprechend. Hydrographisch bilden der Ossen und der Nonnensee Centralentwässerungssenken, während die übrigen grossen Torfmoore des Blattes die Entwässerung nach den Küstenrändern hin bewerkstelligen.

Mittheilung des Herrn F. KLOCKMANN über Aufnahmen auf Blatt Tramnitz.

Der geologische Aufbau des Blattes Tramnitz schliesst sich durchaus demjenigen in den anstossenden Blättern Neu-Ruppin und Wildberg an.

Von Norden greift der Geschiebestreifen, der einen grossen Theil der nördlichen Priegnitz und des Kreises Ruppin durchzieht, in das Gebiet des Blattes ein und ist, wie geologisch durch reichliche Steinbestreuung auf Unterem Sande, so auch durch bedeutendere Oberflächenerhebung ausgezeichnet. Charakteristisch ist, dass sich an diesen Geschiebestreifen im Südwesten (beim Dorf Schönberg) ein breiter Streif flachen Vorlandes anlegt, der als eingeebnetes Diluvium von jungdiluvialem Alter aufzufassen ist. Die Grenze zwischen diesem eingeebneten Vorland und dem Geschiebestreifen ist weniger durch petrographische — es fehlen die grösseren Geschiebe — als durch Terrainunterschiede gegeben. Plateauartig hebt sich der letztere heraus und es entsteht innerhalb der diluvialen Hochfläche dadurch eine Art Terrassenbildung. Die diluviale »Niederung« selbst ist stellenweise noch durchzogen von tiefer gelegenen, mit alluvialen Ablagerungen erfüllten Rinnen,

durch deren Vorhandensein Licht auf die Entstehung der Terrainunterschiede geworfen wird.

Von diesem Geschiebestreifen durch eine ausgeprägte Thalsenke abgetrennt, dehnt sich inmitten der Section ein weiteres Sandgebiet mit Steinbestreuung aus, das als der südlichste Zipfel des vorgenannten Geschiebestreifens anzusehen ist. Ringsum, sozusagen an seinen Gehängen, und nur vereinzelt auf ihm selbst vorkommend, wird dieses Sandgebiet umgeben von mehr oder minder zusammenhängenden Flächen lehmigen Bodens, welche die ersten Anfänge der weiter nach Süden vollständig zusammenschliessenden Mergelplatte darstellen. Es ist charakteristisch, dass an Stelle der Geschiebebestreuung jener Sandhöhen sich durchweg zuerst Lehmreste, dann Lehm und schliesslich Mergel einstellt, bis endlich innerhalb des südlich anstossenden Blattes Wildberg durch das Berliner Hauptthal ein scharfer Grenzschnitt in den einheitlichen Aufbau des nördlich vorliegenden Landes erfolgt. Häufig tritt auch an tieferen Stellen der Untere Sand wieder unter dem Lehm oder Mergel hervor. Nichts kann deutlicher als dieser allmählige Uebergang die geologische Aequivalenz der Geschiebebestreuung mit dem Oberen Geschiebemergel beweisen.

Der Umstand, dass im Süden des Blattes vereinzelt an tieferen Stellen Sand auf Oberem Mergel (sogenannter Beckensand) beobachtet wird (jedoch lange nicht in dem Maasse, wie innerhalb der Blätter Neu-Ruppin und Wildberg), macht es wahrscheinlich, dass die jetzt so aufgelöste Lehm- und Mergelplatte ursprünglich zusammengehangen hat und erst durch spätere Erosion (beim Zurückweichen des Inlandeises) zersplittert wurde. Die bei diesem Vorgange gebildeten Sande wurden bei ihrem in südlicher Richtung erfolgenden Transport an tieferen Stellen, in Becken und Rinnen abgelagert.

Wenn man von dieser Vorstellung ausgeht, so erkennt man in den Gebieten der südlich des Priegnitzer- und Ruppiner Geschiebestreifens gelegenen Blätter eine vollkommene Einheitlichkeit ihres Aufbaues. Das garnicht anzuzweifelnde Vorkommen von jungdiluvialen Sanden auf Oberem Geschiebemergel erschwert nun aber das Erkennen des Unteren Diluvialmergels. Es liegt

in der Natur der Sache, dass der Obere Mergel unter dem Beckensande ebenso wie der Untere Mergel an den tieferen Stellen vorkommen. Wenn nun die Mächtigkeit des Beckensandes local grösser als 2 Meter wird, also thatsächlich durch 2 Meter-Bohrungen der Zusammenhang des an der Oberfläche heraustretenden Mergels mit dem unter dem Beckensande liegenden nicht continuirlich zu verfolgen ist, so können Zweifel über die Zugehörigkeit des beobachteten Mergels entstehen. Ein solcher Fall liegt am Westrande des Blattes, in der Nähe von Schönberg vor. Zu beiden Seiten des Dossethales finden sich Lehm- und Mergelflächen, bei denen ein solcher Zweifel obwaltet. Der Lage nach würde man diese Ablagerungen als Unteren Mergel ansprechen, allein die zumeist sehr geringe Mächtigkeit, das häufige Fehlen der mergeligen Partie unter dem Lehm lassen mehr auf Oberen Geschiebemergel schliessen und man hätte es alsdann mit einem von der Dosse geöffneten Becken zu thun, aus dem der Beckensand zum Theil wieder herausgeschafft und der Obere Mergel wieder blossgelegt wurde. Die Entscheidung werden die Aufnahmen des nächsten Jahres bringen müssen, vielleicht aber erst die Kartirung des westlich anstossenden Blattes Kyritz, wo ähnliche Verhältnisse vorliegen.

Unzweifelhaft Unterer Mergel findet sich nun aber im Nordosten des Blattes; stellenweise macht sich die Zwischenschicht des Unteren Sandes in sehr auffälliger Weise geltend. Andererseits scheint aber auch dieses Zwischenglied zu fehlen, so dass zur Construction gegriffen werden muss, die aber bei den bestehenden Verhältnissen mit vieler Wahrscheinlichkeit ausgeführt werden kann.

Auf eine Ablagerung diluvialen Alters ist hier noch aufmerksam zu machen. Es finden sich vielfach in dem oben besprochenen eingeebneten Diluvium Schlepp-Einlagerungen, die allerdings nur selten oberflächlich, zumeist nur durch Bohrung wahrzunehmen sind. Die Bildung derselben hängt mit der Einebnung und Verwaschung des Terrains zusammen, so dass sie nicht als eine ursprüngliche dem Unteren Sand angehörige Einlagerung, sondern als die feinsandigen, leicht thonigen Schlemmproducte des jung-

diluvialen Grandes aufgefasst und zum Oberen Diluvium gezogen werden müssen.

Die alluvialen Gebilde des Blattes Tramnitz bieten keinen Anlass zur besonderen Hervorhebung.

Mittheilung des Herrn A. JENTZSCH über Aufnahmen auf Gr.-Krebs und Riesenburg (Westpreussen).

Der Boden des Blattes Gr.-Krebs besteht durchweg aus Diluvium und Alluvium.

Im Diluvium wurde ausser den, im vorjährigen Berichte, S. C — CI erwähnten Punkten (bei Brakau und an der Cypelle) Meeresfauna im interglacialen Sand noch an mehreren Stellen am Ufer der Liebe aufgefunden, nämlich bei Alte Walkmühle, Neue Walkmühle und Schornsteinmühle. Zu den im vorjährigen Berichte aufgezählten 8 Interglacialarten des Blattes Gr.-Krebs treten hierdurch 4 weitere hinzu, nämlich *Cardium echinatum* L., *Mytilus edulis* L., *Ostrea edulis* L. und *Corbula gibba* OLIV.

Die Uebereinstimmung mit der Faunula von Jakobsmühle bei Mewe und Kl.-Schlanz bei Dirschau ist dadurch noch auffälliger geworden.

Das Jungglacial enthält an der Sohle seines untersten Geschiebemergels verschleppte und zerbrochene Interglacialmuscheln bei Alte Walkmühle und Schadau; in den jungglacialen Unterdiluvial-Granden von Scheipnitz, Littchen und Patzschkau aber eine bunte Mischung von Nordsee-, Eismeer-, Süsswasser- und Landfauna, namentlich *Cyprina islandica* L., *Cardium edule* L., *Yoldia arctica* GRAY, *Dreyssena polymorpha* PALL. sp., *Valvata piscinalis* MÜLLER und *Elephas primigenius* BLUMENB. Der Gegensatz zeigt sich auch hier wieder auf's schärfste: Im Interglacial Sande ausschliesslich mit vielfach zartschaligen Thierresten eines Meeres der gemässigten Zone auf erster Lagerstätte; im Jungglacial Reste der verschiedensten Interglacial- und Frühglacial-Schichten vermischt auf zweiter Lagerstätte, darum vorwiegend zerbrochene aber dickschalige Stücke.

In der Lagerung der Diluvialschichten wurden mehrfach Störungen beobachtet, namentlich an den Rändern der Seen. Am

deutlichsten aufgeschlossen zeigten sich solche am Westrande der erwähnten »Brandwiese im Hohlwege bei Schrammen, wo zwischen jungglacialem und mehr als 7 Meter mächtigen interglacialen Sand 2,5 Meter mächtiger Geschiebemergel mit der Neigung 10 : 14 nach NNW. in den Berg« fällt.

Der Untere Diluvialmergel des Jungglacial zeigt geschichtete Zwischenlagerungen bei Brakau, Schornsteinmühle und Gilwe, so dass an diesen Stellen örtlich drei Geschiebemergel im Jungglacial zu unterscheiden sind.

Die Mächtigkeiten stellen sich folgendermassen:

∂s, ∂g, ∂G . .	2 Meter	Jungglacial 21 Meter.	
∂m	3—4 »		
ds, dg, dms, dħ .	9 »		
dm	6 »		
ds, dħ	7 Meter	Interglacial mehr als 7 Meter.	
?		Altglacial Frühglacial	auf dem Blatte nicht aufgeschlossen.

Die Gliederung des Diluviums auf Blatt Riesenburg ist ganz ähnlich derjenigen auf Blatt Gr.-Krebs, doch wurde der Untere Geschiebemergel des Jungglacials am Sorgensee bis 8 Meter mächtig gefunden. Auch ergaben Tagesaufschlüsse und Bohrungen eine sehr beträchtliche Mächtigkeit der Interglacialschichten.

Interglaciale Meeresfauna wurde an 2 Stellen nahe östlich von Riesenburg, jungglaciale Mischfauna im Grand von Gunthen, Riesenwalde, Grasnitz und Rahnenberg beobachtet.

4.
Personal-Nachrichten.

Vom 1. Mai 1888 ab sind die Hülfsgeologen Dr. Leppla und Dr. Denckmann eingetreten.

Zu demselben Termin schied Kulturtechniker Herberger aus und trat an seine Stelle der Kulturtechniker Burck.

Am 1. August starb der erste Assistent im Laboratorium für Mineral-Analyse Dr. Baerwald und ist seine Stelle vom 1. October 1888 ab dem Dr. Fernandez y Chavari übertragen worden.

Ferner schied der Chemiker Dr. Hampe aus und trat dafür der Chemiker Hesse ein.

Bei der chemisch-technischen Versuchsanstalt schied der Chemiker Dr. Benas aus und trat dafür der Chemiker Dr. Meyer ein.

II.

Abhandlungen

von

Mitarbeitern
der Königlichen geologischen Landesanstalt.

Ueber Niveauschwankungen zur Eiszeit
nebst
Versuch einer Gliederung des Eulengebirgischen Gebirgsdiluviums.

Von Herrn **F. M. Stapff** in Weissensee bei Berlin.

I. Niveauänderungen am Gotthard.

In »Geologische Beobachtungen im Tessinthal« [1]) habe ich nachzuweisen gesucht, dass die Flachgürtel entlang den Gehängen der Thäler auf beiden Seiten des Gotthard, welche bis dahin meist als Gletschergebilde (RÜTIMEYER) oder Wassererosionserscheinungen (HEIM) gedeutet wurden, obwohl schon B. STUDER wenigstens die tieferen »Fluthlinien« über dem Genfersee und bei Beatenberg, die »Fuchslöcher« bei Lauterbrunnen u. s. w. durch den Wellenschlag von Seen erklärt hatte, Strandlinien seien, vom Meer ausgearbeitet, aus welchem die Alpen ruckweise gehoben wurden [2]). Diese Meeresbedeckung ging der Vereisung unmittelbar voraus; ihre zeitlichen Grenzen könnten mit folgenden

---

[1]) Erschien im Verlag des Verfassers 1883. Die ersten 3 Kapitel: Bau des oberen Tessinthals; Strandbilder; Gletscher, wurden aber schon 1882 im XXXIV. Band der Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. veröffentlicht.

[2]) Aus Seitenthälern hervorgeschobene terrassirte Schuttkegel, durch Tiefereinschneiden der Flüsse in den Thalboden erzeugte Thalterrassen, und dergl. wurden natürlicherweise von den Strandlinien getrennt, auf S. 40, 90, 136 u. a. behandelt.

Worten Studer's (Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie II, S. 245) fixirt werden: »dann (nach Absatz der Süsswassermolasse in der Nordschweiz) geschah wohl in Folge einer Senkung ein neuer Einbruch des Tertiärmeer's und ein . . . Canal verband durch Südfrankreich, die Schweiz und Oesterreich, das Atlantische- und Mittelmeer mit dem Schwarzen und Kaspischen Meer . . . . . . Die neue Hebung eines grossen Theils von Südeuropa machte dieser Verbindung ein Ende und gab unserem Continent grösstentheils seine jetzige Gestalt.«

Auf statistischem Wege habe ich, a. a. O. S. 23, die flachen Gürtel und Böden (Strandlinien) an den Gehängen des Tessinthals folgendermaassen gruppirt (die Höhenziffern sind hier auf ganze Zehner abgerundet):

2380	Meter	(unterste Schneeflecken. Schafweiden)
2100	»	(alte Waldgrenze. Alpweiden)
2030	»	(Krummholzgrenze. »)
1930	»	(jetzige Waldgrenze. »)
1860	»	(Alpweiden)
1800	»	»
1730	»	(Grenze des Kartoffelbaues. Alpweiden)
1680	»	
1640	»	
1560	»	(Grenze des Roggenbaues. Höchste Winterwohnungen, excl. Zufluchtshäuser)
1450	»	(Maiensessen, monti)
1350	»	(alte Dörfer des Bedretto und der
1210	»	oberen Leventina; Grenze des Obstbaues)
1060	»	(Grenze der Kastanien, unterhalb Daziogrande)
950	»	(Buchen, Kastanien, Nussbäume).
810	»	
730	»	
600	»	

Diesen schliessen sich bis zum Niveau des Lago Maggiore (197 Meter) noch andere, weniger scharf markirte, und theilweise mit den erwähnten Thalterrassen collidirende Stufenlinien an, von

denen nur die des Monte Ceneripasses in 553 Meter M. H. erwähnt sei.

Die nach gleicher Methode gruppirten Strandsäume des Reussthales:

2600—2900 Meter (Gletscherböden)
2370 » (Schneefleckengürtel)
2140 » (Alpen),

entsprechen nahe genug denen des Tessinthals; und l. c. S. 24, 25 sind solche charakteristische Punkte des Reussthales zusammengestellt, welche in die Flachgürtelhorizonte 2030—600 Meter des Südabhanges des Gotthard fallen. Unter den daselbst nicht aufgezählten, noch tieferen, Gehängeverflächungen des Reussthales hinab zum Vierwaldstättersee (437 Meter), sei hier nur jene zwischen Bürgeln und Schattorf (Platti) in circa 570 Meter M. H. erwähnt, und der ihr entsprechende Höhlenzug an der Klippwand zwischen Ripshausen und Attinghausen, auf der linken Thalseite.

Nördlich und südlich vom Gotthard sehen wir also Stufenlinien in denselben Horizonten und mit denselben Intervallen wiederkehren, und finden darin den topographischen Hauptbeweis für die eingangs ausgesprochene Ansicht, dass die Gotthardalpen, hauptsächlich in ihrer jetzigen Form, erst nach der Pliocänzeit staccato über den Meeresspiegel traten, wobei Pausen oder Verzögerungen in der aufsteigenden Bewegung durch Strandsäume markirt wurden.

Auch die hauptsächlichsten Pässe (nicht Gratlücken) fallen in mittlere Horizonte, welche denen der höheren Stufenlinien entsprechen (a. a. O. S. 34) und erscheinen deshalb wie Sunde, durch welche längere Zeit ein nördliches und südliches Meer mit einander communicirten. Die Schweizer Alpenstrassen culminiren nämlich in folgenden Passhöhen: Simplon 2010; Gotthard 2112; Splügen 2117; Bernhardin 2067; Oberalp 2052; Ofenberg 2148; Grimsel 2204; Kl. Bernhard 2197; Mittelhöhe 2114 Meter.

Und: Julier 2287; Septimer 2311; Albula 2313; Flüela 2392; Bernina 2329; Furka 2430; Gr. Bernhard 2472;

Mittelhöhe 2362 Meter. Sie fallen also sämmtlich in die Stufenlinien 2100 Meter und 2380 Meter.

Weiter sind auf S. 27 — 35 der erwähnten Abhandlung die charakteristischen Terrain- und Profilformen der Strandflächen und -stufen am Gotthard geschildert, unter Hinweis auf ihre Uebereinstimmung mit »Strandbildern« jetziger Meeresküsten und auf die Arbeitsweise der Wogen am Ufer. Dies ist eine zweite topographische, oder richtiger hydrographische Stütze für die Strand- oder Fluthlinientheorie.

Endlich habe ich aber auch auf Meeresmolluskenspuren (Lithophagen-Löcher) in Hochalpenthälern hingewiesen (a. a. O. S. 38), welche die Annahme einer Meeresbedeckung zu Ende der Pliocän- und Anfang der Eiszeit aus dem Bereich der Wahrscheinlichkeit in jenes der Gewissheit versetzen würden. Zu den von mir selbst als »unsichere Anzeigen« angeführten hierher gehörigen Beispielen fügte sich der Wunsch, dass »andere Spaziergänger bessere entdecken möchten. Nicht an freistehenden kahlen angewitterten Klippflächen sollten sie suchen, sondern an ihrem von der Erddecke neulich entblössten Fuss, vielleicht auch unter Moosteppichen.« Es ist mir später selbst noch gelungen, deutlichere Pholadenlöcher zu finden, welche auf meiner »Geologischen Uebersichtskarte der Gotthardbahnstrecke (1885; Berlin bei Ernst u. Korn) eingetragen sind; z. B. bei Ripshausen (Bl. I) circa 480 Meter ü. M., Monte, oberhalb Chiggiogna (Bl. VII) circa 1540 Meter ü. M. Grosses Gewicht lege ich aber darauf, dass nachmals auch andere Alpengeologen solche aufgefunden haben, z. B. Stutz, auf Röthidolomit mit schwarzem Mergel gefüllt, im Rothsteinthal (Erstfelder Thal) (Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1884, II, S. 14; hier nach Revue géologique Suisse, 1884, S. 286).

Eine späthpliocäne oder doch praeglaciale Meeresbedeckung der Gotthardalpen ist also bewiesen; palaeontologisch zu einer Meereshöhe von 1500 — 1600 Meter, topographisch zu minst 2400 Meter (resp. 2900 Meter). Eine solche kann aber nicht lokal gewesen sein; die Verbreitung der Tertiärmeere nördlich und westlich von den Alpen lässt vermuthen, dass auch manche

deutsche Mittelgebirge ähnliche Strandsäume tragen wie die Gotthardalpen (a. a. O. S. 46); und wenn solche im Hügelland und sanft ansteigenden Bergland auch nicht scharf hervortreten mögen, so darf man sie doch an steileren Bergen und Berggruppen suchen; — und sie lassen sich finden!

II. Niveauänderungen am Eulengebirge.

Bei Aufnahmen für die geologische Karte von Preussen und den Thüringischen Staaten im nordwestlichen Eulengebirge (Niederschlesien; Section Charlottenbrunn) habe ich viele Strandreliefformen wahrgenommen, welche einem mit Küstenphänomenen vertrauten, topographisch geschulten Auge nicht wohl entgehen können, wenn sie sich auch nicht immer aus den Niveaucurven der Karte direkt ablesen lassen. Das Jahrbuch der Königl. Preuss. geol. Landesanstalt für 1883, S. 540; 1884, S. LXXXVIII; 1886, S. 317, 318 enthält vorläufige Mittheilungen über diese Strandsäume und ihre Beziehung zum Gebirgsdiluvium.

Topographisches.

Das Eulengebirge, nordwestliche Fortsetzung der Sudeten, ist ein uralter Wall steil aufgerichteter Gneissschichten, deren einstige Gräte schon zur Culmzeit zu wölbigen Buckeln denudirt waren: denn auf solchen, und in den gleichfalls schon vorhandenen Thälern dazwischen, lagerte sich das Culmconglomerat schwebend ab. (Jahrbuch der Königl. geol. Landesanstalt für 1883, S. 539; 1886, S. 324.) Und da dessen Schichten nachmals nicht merklich aufgerichtet worden sind, so können auf und abgehende Bewegungen des Gebirges, nach der Culmzeit, nur nahezu verticale gewesen sein. Ob solche Hebungen und Senkungen des nordwestlichen Eulengebirges an der Aufrichtung, Knickung und Faltung des westwärts angelagerten Steinkohlengebirges gar nicht mitgewirkt haben, und ob der Eulengebirgische Gneisswall nur durch passiven Widerstand die Aufstauung des tangential dagegen geschobenen Steinkohlengebirges veranlasste, scheint mir eine noch offene Frage.

Der uns hier beschäftigende NW.-Zipfel des Eulengebirges wird von der zu 1014 Meter M. H. ansteigenden Anschwellung der Hohen Eule überragt. Der 700—800 Meter hohe Gebirgsschild senkt sich von da nordnordwestwärts allmälig und in 2 Stufen: die obere Stufe umfasst das Terrain von etwa 650 Meter mittlerer Buckelhöhe zwischen Hohe Eule und Dittmannsdorf (SO.—NW.), Tannhausen und Michelsdorf (W.—O.); die untere, von ca. 500 Meter Buckelhöhe, umgürtet als äusserer Gebirgsrand die erstere. Sie senkt sich, bis zur nördlichen Blattgrenze zwischen Hochgiersdorf und Seitendorf, auf 480 Meter; fällt ostwärts rasch in die schlesische Ebene ab, welche hier am Gebirgsfuss 300—330 Meter M. H. erreicht. Auf der Südwestseite trennt ein Längenthal das Eulengebirge von dem höheren, vielkegeligen, Waldenburger Gebirge; doch verbinden 2 Querjoche beide Gebirge: das eine, bei Königswalde, bildet in ca. 585 Meter M. H. die Wasserscheide zwischen der SO. fliessenden Walditz und der (hier) NW. fliessenden Weistritz; das andere, bei Reussendorf, ist Wasserscheide von Bächen, welche theils südostwärts der Weistritz zufliessen, theils nordwestwärts der Polsnitz. Der nordöstliche Ausläufer des Ochsenkopfes, dessen Sattelrücken sich aus 700 Meter in 480 Meter senkt, bildet dies Verbindungsjoch.

Von Nord, z. B. der Anhöhe bei Hochgiersdorf aus, übersehen, treten die 2 Stufen des Eulengebirges deutlich hervor; von Süd, z. B. der Hohen Eule aus, betrachtet, verfliessen sie aber ineinander wie allmälig ausklingende Hügelwellen. Erst in den Thälern oder auf mässigen Anhöhen gewahrt man, dass man sich mitten in Bergland befindet; die Berge sind aber nur abgerundete Ueberbleibsel des von den Thälern durchfurchten Gebirgsschildes, nicht diesem aufgesetzte Ueberhöhungen. Geradezu flach erscheint die 2. Stufe nördlich von Dittmannsdorf; complicirt gegliedert ist dagegen die südliche.

Da die Thäler Import- und Exportstrassen für den Schutt der späteren Diluvialzeit waren, so können wir hier ihre Gliederung nicht unerwähnt lassen, um so weniger, als sie die Gliederung der zwischenliegenden Bergzüge regeln. Die Thalrichtung ist durch die complicirte Tektonik der Gneissschichten und durch

2 Systeme von Rissen bestimmt: N. 38° W. (25—48) und N. 55° O. (38—65) verlaufende. Den nordwestlichen, der Gebirgsrichtung parallelen Spalten folgen nicht nur die Längenthäler, welche das Eulengebirge vom Waldenburger Gebirge trennen, und der nordöstliche Gebirgsrand, sondern auch einige Bachläufe mitten im Gebirge [Jauerniger Grund, Eulenwasserthal, Mühlbachthal, Heinrichauer Thal, Michelsdorfer Thal — alle südlich vom Weistritzdurchbruch; Seitendorfer Thal, Hochgiersdorfer Rinne, Goldener Bach (von Waldmühle abwärts) — nördlich von demselben]. Den nordöstlichen Querspalten gehört vor allen der Weistritzdurchbruch durch das ganze Gebirge an, der nur partielle Durchbruch des Zwickerbach's und Goldenen Bach's (Oberlauf), ferner alle Gehängebäche nordostwärts in die Ebene (Bögenwasser, Ludwigsdorfer Wasser, Leutmannsdorfer Thal, Milmichbäche) und südwestwärts in die Einsenkung zwischen Eulengebirge und Waldenburger Gebirge (Märzbäche, Kaltwasser, Heller- und Säuferwasser), endlich die zahlreichen kurzen Zuflüsse der nordwest gerichteten Thäler im Innern des Gebirges. Dadurch dass ein und dasselbe Thal streckenweise der einen dann der anderen Spaltenrichtung folgt, entstehen nicht nur Zickzacklinien, sondern auch hakenförmiger Verlauf einiger Thäler: erst entlang dem Gebirge, dann durch oder um dasselbe.

Das Hauptthal, nämlich das der Weistritz, beginnt in etwa 580 Meter M. H.; folgt erst in NNW.-Richtung dem Westrand des Eulengebirges bis Mitteltannhausen (405 Meter), durchbricht dann das ganze Gebirge nordostwärts bis Burkersdorf (300 Meter). Ober- und unterhalb Hausdorf, im Schlesierthal, u. a. a. P., fällt es streckenweise in die Spalten einkommender, NW. gerichteter Seitenthäler: Jauerniger Grund 570—380 Meter M. H., Eulenwasser 740—370 Meter, Heinrichau-Mühlbachthal 700—300 Meter, nebst dessen Michelsdorfer Parallelthal [1]) 560—370 Meter.

[1]) Das letzterwähnte Thalpaar besitzt einen recht auffälligen Verlauf: das NW. gerichtete Heinrichauer Thal wendet am Heidelberg plötzlich westwärts, nimmt bei der Zuckermühle wieder nordwestlichen Weg und behält ihn als Mühlbachthal bis zur Mündung in's Weistritzthal; jenseits des Heidel-

Von der Nordseite in's Weistritzthal tretende Nebenthäler gehen NW.—SO.: Lehmwasserthal 650—415 Meter, einen Theil der Einsenkung zwischen Eulengebirge und Waldenburger Gebirge bildend, einst wohl Gletscherweg; dessen Charlottenbrunner Zufluss; Wäldchenbach; Schenkendorfer Bach; Goldener Bach; Latschenbach. Sie sind ganz unbedeutend, bis auf das Lehmwasserthal und den Goldenenbach.

Letzterer ist das unterste Glied des bogenförmigen Thalzuges, welcher die obere Plateaustufe des Eulengebirges von der tieferen trennt, und aus dem Zwickerbachthal, 600—435 Meter, nebst seinem Reussendorfer Zufluss, dem Dittmannsdorfer Thal, und dem goldenen Bachthal besteht. Bis zum Ende von Dittmannsdorf, am Fuss des Tschorn, ist die Thalrichtung NO., wendet sich dann in O. bis oberhalb Goldene Waldmühle, dann SO. bis zur Mündung in's Weistritzthal zu Breitenhayn, 310 Meter ü. M. Die Thalsection Waldmühle-Breitenhayn ist Fortsetzung der Hochgiersdorfer Rinne, welche von einer flachen Einsattelung mitten im Dorf (450 Meter M. H.) theils südostwärts theils nordwestwärts sich senkt. Der nordwestwärts fliessende Bach schlägt einen Haken in NO. und vereinigt sich am Gebirgsrand mit dem Bögenwasser; der südostwärts fliessende wird bei der Waldmühle Hauptthal für den goldenen Bach. Das Dittmannsdorfer Thal ist Gletscherweg gewesen.[1]

Weiter auswärts sich ziehende Hakenthäler, welche ihren anfänglichen nordwestlichen Lauf, entlang dem Gebirge, später in nordöstlichen, quer durch dasselbe oder seine Vorberge, umsetzen, sind noch das Liebichauer, Seitendorfer und Salzbrunner, welche vereinigt das Polsnitzer bilden. Bis zum Salzbrunner

berg's verläuft aber in der nordwestwärts verlängert gedachten Linie des Heinrichauer Thales das Michelsdorfer, bis es plötzlich westwärts umbiegt und sich dann mit dem Mühlbachthal vereint. Die Umbiegung erfolgt am Wagstein; zieht man die Heinrichau-Michelsdorfer Thallinie durch eine Einschnürung desselben weiter nordwestwärts, so fällt sie in das hier auf eineinhalb Kilometer nordwestwärts gerichtete Weistritzthal (Schlesierthal).

Thal streckt sich der Gneiss des Eulengebirges; um dieses herum öffnen sowohl der Salzbach als der Hellebach (in welchen der Seitendorfer mündet) einen Zugang in den Waldenburger Kessel (440 Meter M. H.).

In die tiefere Stufe des Eulengebirges können nach diesem Exposé Diluvialtransporte durch das Polsnitzer, Liebichauer, Seitendorfer Thal, so zu sagen, um die Ecke herum gelangt sein; und durch die kurzen nordöstlichen Gehängethälchen (Bögenwasser, Ludwigsdorfer Wasser, Leutmannsdorfer Bach, Milmich) direkt. In die höhere Stufe aber nur durch das Weistritzthal und seine im Knie angesetzten Nebenthälchen. Gletschertransporte von aussen über den nördlichen und nordöstlichen Gebirgsabhang würden durch die vielen sich kreuzenden Thalgräben sehr erschwert worden sein, während Wassertransporte unbehindert über Berg und Thal stattfinden konnten, sobald das Gebirge tief genug submergirt war.

Die von diesen Thalsystemen umschlossenen Berggruppen erscheinen entweder als breite Rücken mit ziemlich steilen Gehängen (Böschung 70—180 pro mille und weniger) und flachgewölbten gestreckten Kuppen, oder als kleine, flach gewölbte, unregelmässig radial gegliederte Massive mit rundlichen oder gestreckten Berghübeln, deren Höhe von innen nach aussen abnimmt; oder als ganz flach gewellte Plateaus (nördl. von Dittmannsdorf). Da sich die Berge öfter 100—240 Meter über das nächste Thal erheben, so erscheinen sie von unten recht stattlich und durch sanft gerundete Profile dem Auge gefällig. Wilde Klippscenerien unterbrechen diese Rundformen nur selten; abgesehen von tief eingeschnittenen Thalschluchten und Blockanhäufungen an Bergrücken und Gipfeln sieht man auffällige Klipppartieen nur ganz isolirt aus den Gehängen hervortreten und findet leicht, dass sie sich um gewisse Horizonte gruppiren.

Strandsäume.

Diejenigen Detailprofile dieser gerundeten Bergformen, welche auf die Wirkung von Meeresfluthen hinweisen, sind den vom Gotthard beschriebenen so ähnlich als bei den flacheren

Eulengebirgischen Gehängen überhaupt zu erwarten ist; sie verhalten sich zu einander ungefähr wie Profile mit gleicher Skala für Längen und Höhen zu solchen mit vergrössertem Höhenmaassstab. Die in »Geol. Beob. im Tessinthal« S. 27 f. gegebene Charakteristik passt auch hier.

Zunächst sind es Strandlinien, horizontal um steilere Gehänge verlaufende flacher geböschte Gürtel, welche um so breiter und unschärfer begrenzt werden, je flacher die Gehängeböschung ist. Dadurch gehen sie oft in flach geneigte Plateaustreifen entlang den Berggehängen über, aus denen hier und da insuläre Buckel hervorstehen; oder (auf Bergspornen) in schmale langausgestreckte söhlige Zungen. Bergrücken, welche als Bänke von flachem Wasser bespült wurden, sind oft kilometerweit nivellirt und tragen einzelne flachgerundete Buckel. Zwischen solchen, oder zwischen Plateaustreifen und vorliegenden insulären Hügeln, oder quer über abrasirte Bergsporne bemerkt man öfters Sunde. Einzelne grössere ungegliederte Bergplateaus erscheinen flach schildkrötenförmig gewölbt; andere sind oben nahezu eben und horizontal abrasirt. Grössere zusammenhängende Plateaus liegen kilometerweit fast in gleichem Horizont, von ganz flachen Anschwellungen und Depressionen abgesehen [1]). (»Estrans« der Bretagne.)

Dies sind einige charakteristische Typen Eulengebirgischer Strandformen, welche ineinander übergehen und in Einzelfällen sehr complicirt werden können, je nach Form und Natur der gegebenen Unterlage, Richtung, Dauer und Stärke des Wogenschlag's, welcher sie formte. Selten sind die Strandformen auf grössere Erstreckung gleichartig oder ununterbrochen: sie verschwinden hier und da an steilen, klippigen oder auf ganz flachen

[1]) Dies sind Formen, denen man auch im Flachland des mittleren und nördlichen Deutschlands so häufig begegnet, dass man einst noch an recht vielen Orten Flachstrandformen wiedererkennen dürfte, sobald man sich erst den Totaleindruck solcher auf dem trockenen Land ebenso eingeprägt hat, wie z. B. den von s. g. Moränenlandschaften oder von tertiären Sandhügeln. Dann finden auch die Pfuhle und Sölle in der Umgebung Berlin's ihren natürlichen Platz als flache Einsenkungen zwischen flachen Ueberhöhungen der gemeinsamen Seebodenfläche.

Gehängen; sind durch spätere Erosion verwischt oder durch Auflagerungen verhüllt; ändern ihren Charakter, legen sich aber oft an weit entfernten Punkten in nahezu demselben Horizont wieder an. Die oben erwähnten, in Strandhorizonte fallenden Einzelklippen tragen oft den Charakter von Strandklippen: einzelne in einem Hof verzerrter Blöcke stehen gebliebene oder durch Unterwaschung verkippte Klippzähne, oder flache Haufen von Blöcken und losen Steinen auf dem Rücken rundgewaschener Hügel, welche sofort die Erinnerung an »stenskär« [1]) wachrufen. (Mit den von den Bauern seit Jahrhunderten zusammengetragenen »Steinbergen« wird sie nicht leicht jemand verwechseln.)

Versuche, die Strandlinien nach Höhenlage zu gruppiren, wurden dadurch erschwert, dass in der Regel nicht das ganze Stufenquerprofil erhalten ist, weshalb oft höhere und tiefere Fragmente eines und desselben Strandsaumes verglichen werden mussten. Dann sind an Punkten, wo die Fluthen besonders wirksam arbeiten konnten, in der Regel anstatt einer fortlaufenden Strandlinie mehre, nahe übereinanderliegende, verschränkte oder unterbrochene, aber dennoch zusammengehörige, entstanden; zwischen den Haupthorizonten liegen noch viele intermediäre, welche an manchen Stellen deutlich hervortreten, an anderen verschwinden.

Im Jahrbuch der Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1883 S. 540 und 1886, S. 318 habe ich aus meinen damals vorliegenden Beobachtungen im Eulengebirge als ungefähre Mittelhöhe auffälliger Strandsaumhorizonte 556 Meter, 485 Meter, 440 Meter, 390 Meter gezogen; im Jahrbuch für 1884, S. LXXXVI auch darauf hingewiesen, dass oberhalb 680—760 Meter Diluvialströme die Oberfläche nicht zerwühlt zu haben scheinen. Durch Zusammengruppiren nach zunehmender Höhe von ein paar hundert Einzelfällen von Strandsäumen im Gebiet der Section Charlottenbrunn habe ich nun ermittelt, dass von den zahlreichen zwischen 340 Meter und 410 Meter übereinanderliegenden Stufen verhältnissmässig wenige (z. B. 360, 400) nahezu gleichen Horizonten an-

---

[1]) In Gegensatz zu dem aus gewachsenem Fels (häll) bestehenden »Klippskär«.

gehören, während die übrigen einzeln auftreten. 17, zum Theil schon vermittelte Fälle ergeben als Mittelhöhe dieser Gruppe 378 Meter ± 21 (der früheren 390 Meter Stufe entsprechend).

Zwischen 414 Meter und 500 Meter liegen weitaus die meisten (59, zum Theil schon vermittelte) Strandverflächungen, und zwar gruppirt um die Horizonte 415, 440, 470, 480 Meter, zwischen denen die Sprünge durch Einzelstufen meist überbrückt werden. Mittelhöhe dieser ganzen Gruppe ist 449 Meter; zerlegt man sie aber in 2 Abtheilungen, so umfassen dieselben: 414—455, Mittelhöhe 435 Meter ± 15; und 455—500, Mittelhöhe 477 Meter ± 14 (den früheren 440- und 485 Meter Stufen entsprechend).

Am nettesten ausgeprägt sind die Strandformen in 520 bis 580 Meter. 31, zum Theil schon vermittelte, Fälle ergeben als Mittelhöhe 554 Meter ± 17 (dem früheren 556 Meter Horizont entsprechend). In noch höheren Horizonten angedeutete Strandsäume, z. B. 670 Meter S. von Hahn, 660—670 Meter Buckel des Wacheberg's, 650 Meter bei Heinrichau, sind weniger scharf und vereinzelt, schon weil höhere Berge selten werden, und deshalb hier nicht weiter in Betracht gezogen.

Vorstehende Mittelzahlen bezeichnen übrigens nicht die von zufälligen Beobachtungsfehlern möglichst befreiten Höhenquoten einzelner besonders auffälliger Strandsäume, sondern die mittlere Höhe von Gruppen solcher. Die einer Gruppe zugehörigen Einzelfälle markiren Pausen in dem Rückzug des Wassers; in kürzeren Pausen entstanden weniger ausgeprägte, weniger ausgedehnte, oft nur lokale, Strandsäume, in längeren dagegen fortlaufende, in gleichem Horizont an entlegenen Punkten immer und immer wieder hervortretende, leicht erkennbare. Der Spielraum in der Höhenlage, auch der letzteren, darf aber nicht nur Zufälligkeiten oder ungenauer Höhenbestimmung der Mittellinien zugeschrieben werden, sondern er deutet auf eine continuirlich fortschreitende langsame Aenderung des Wasserstandes auch während der s. g. Pausen.

Die zur Gruppe 554 Meter gehörigen Strandsäume deuten z. B. auf eine langsame, continuirliche, relative Senkung des Wasserspiegels aus 580 in 520 Meter; die meisten und best aus-

geprägten Fälle dieser Gruppe liegen aber nahe der Mittelhöhe. Zwischen 500 und 414 Meter scheint die Aenderung des Wasserstandes ganz allmälig, mit vielen kleinen aber keiner grösseren Pause erfolgt zu sein, so dass es schwierig wird die einzelnen zu dieser Gruppe gehörigen Strandverflächungen in natürliche Unterabtheilungen zu bringen. Sie sind aber so zahlreich, dass ein Gruppiren um wenigstens 2 Horizonte schon der Uebersichtlichkeit wegen geboten scheint; übrigens gehören den beiden Mittelhorizonten 435 Meter und 477 Meter 40 pCt. der beobachteten 79 Fälle direkt an; 15 Fälle 430—440 Meter, 16 Fälle 470 bis 480 Meter. Zwischen 410 und 340 Meter scheint gleichfalls fast ununterbrochener Rückzug des Wassers stattgefunden zu haben, aber rascher als vorher. Viele kleinere, oft sehr deutliche Strandverflächungen dieser Gruppe fallen nahezu in den Mittelhorizont 378 Meter. Sie gehören den unteren Thalläufen an, welche zur Zeit der Meeresbedeckung Fjorde waren, und tragen deshalb einen mehr lokalen Charakter, collidiren auch nicht selten mit fluviatilen Thalterrassen.

Wenn ich diese Flachgürtel an Gehängen des Eulengebirges (wie früher die entsprechenden Terrainformen am Gotthard) als Strandbildungen aufgefasst habe, so geschah es, weil derartige Profilirungen auf keine andere Weise erklärt werden können als durch Meereswellen, welche in Horizontallinie längere Zeit das Land bespülten [1]). Ausser den bereits angegebenen Faktoren bestimmte dann die Amplitude der Gezeiten Höhe und Breite der einzelnen Strandsäume. Als höchsten »Hub« finde ich in nautischen Tafeln 48 Fuss für Cap Frehel an der Nordwestküste Frankreichs angeführt; in der Fundy-bay soll er 70 Fuss erreichen; der Unterstrom der Ebbe kann aber noch tiefer greifen; hohe Wellen auf offener See erreichen zwar kaum 30—40 Fuss, Brandungen aber 100—200 Fuss — es kann also nicht auffallen, wenn die Spuren eines und desselben Wasserstandes je um eine Zehnzahl von Metern höher oder tiefer liegen, und wenn der entsprechende Strandsaum keine mathe-

[1]) Siehe v. Richthofen in Führer für Forschungsreisende S. 336 f.

matische Linie ist. Rinnendes Wasser vermag direkt keine fluthlinienartige Terraincontouren zu erzeugen, denn es schlitzt und wühlt, während Wellenschlag (Dünung) ebnet und verwischt. Wohl aber können Thalböden durch Alluvionen ausgeebnet werden; und wenn sich dann das Flussbett tiefer in solche einschneidet, können dem Thal entlang steilrandige Terrassenstreifen entstehen, welche Strandlinien topographisch ähneln und mit solchen öfters collidiren.

Die jetzt fast omnipotente Inlandeistheorie findet vielleicht die Definition der hier behandelten Terrainformen als Fluthlinien subjektiv, und fordert noch andere, objektiver scheinende, Belege für den Satz, dass zu Anfang der Eiszeit das Eulengebirge etwa 600 Meter tiefer lag als heute.

Weiter unten, wo von den Diluvialbildungen gehandelt wird, werde ich mich bemühen solche Belege zu bringen.

III. Bedingungen für die Bewegung des Inlandeises.

Seitdem der Walliser Cantonsingenieur Venetz im Jahre 1821 (Schweizer Denkschriften; Sur la variation de la température dans les Alpes) ein Licht aufgesteckt hat, welches den in unklaren Vorstellungen über den Transport erratischer Blöcke und andere Diluvialerscheinungen verirrten Geologen den Weg zur Glacialtheorie zeigte, sind die Gletscher so vielseitig und gründlich untersucht worden, dass es unbegreiflich scheint, wenn man heute noch über die Ursache, Bedingungen und Natur ihrer Bewegung, über den Vorgang beim Transport und bei der Ablagerung der von ihnen mitgeführten Massen streitet. Es scheint eine Art Hypertrophie, wenn die an Alpengletschern gewonnenen Erfahrungen zum Aufbau von Inlandeistheorien verwendet wurden, deren Voraussetzungen und Consequenzen öfters in Widerspruch stehen zu den — leider noch spärlichen — späteren Erfahrungen an wirklichen Inlandeisfeldern der Jetztzeit. Was wir von diesen wissen, verdanken wir vor allen A. E. Nordenskjöld, welcher 1870 mit Berggren vom Aulaitsivikfjord in Grönland 56 Kilometer weit auf dem Eis zu 2200 Fuss M. H. vordrang, 1873 mit

PALANDER die 2000—3000 Fuss hohe Eiswüste des Spitzbergischen Nordostlandes, unter 80° N. Br., auf 120 Kilometer langem Wege überschritt, 1883 mit BERLIN das Inlandeis Grönland's, unter 60° N. Br., zu 120 Kilometer Entfernung vom Tasiusarsoakfjord und zu 1510 Meter M. H. untersuchte, von wo ein paar Lappen noch 220 Kilometer weiter, d. h. halbwegs zur Ostküste, vordrangen und in 1947 Meter M. H. wendeten. Die Schilderungen dieser Forschungsreisen sind in: »Den andra Dicksonska expeditionen till Grönland, dess inre isöken och dess ostkust, utförd ar 1883 under befäl af A. E. NORDENSKJÖLD [1])« zusammengefasst, wo auch der Reisebericht von JENSEN, KORNERUP und GROTH aufgenommen ist, welche 1878 vom Jkatokfjord, unter $62^1/_2{}^0$ N. Br., 73 Kilometer weit zu ca. 5000 Fuss M. H. in das Grönländische Inlandeis drangen. Wichtig für Beurtheilung der diluvialen Landeisfelder sind noch die besonders von DALL untersuchten s. g. »fossilen Gletscher« an der Westküste Alaska's (Kotzebuesund, Escholtzbay. Fifth annual report of the United States Geological Survey). Die dem Spitzberger und Grönländischen Inlandeis ähnlichen Gletscher auf Nowaja-Semlja hat NORDENSKJÖLD zwar nicht näher untersucht, erwähnt sie aber in »Die Umsegelung Asiens und Europa's auf der Vega« 1882, S. 151 f. Nachrichten über das Neusibirische Landeis verdanken wir A. BUNGE und Baron v. TOLL (Verhandl. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin 1888, Bd. XV, S. 130).

Firnbewegung.

In »Studien über die Wärmevertheilung im Gotthard« I. Theil, 1877, S. 29 f.; im Text zu »Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels« 1880, S. 12 f.; in »Geologische Beobachtungen im Tessinthal, 1883, S. 47, 50, 53, 56; u. a. a. O., habe ich theoretisch und empirisch nachgewiesen, dass wirkliche Gletscherbildung erst da beginnt, wo die mittlere Temperatur des

---

[1]) Mit Recht sagt NORDENSKJÖLD, l. c. S. 124: Von Inlandeis wenigstens habe ich mehr gesehen und geprüft als irgend ein anderer, gelehrter oder ungelehrter Mann.

Bodens $\geq 0^0$ (entsprechende Mitteltemperatur der Luft — $6,5^0$). Bleibt Schnee auf kälterem Boden liegen, so entsteht Firn und Firneis, welches von steiler Unterlage gelegentlich wohl abfahren kann, wenn im Sommer Thauwässer darunter dringen oder wenn der Gletscher, auf den es sich stützt, vorwärts gleitet (dadurch wird der Firn Ernährer des Gletschers), welches auf beckenförmiger söhliger oder flachbuckeliger Unterlage aber liegen bleibt und nur auf Umwegen Schreitgletscher erzeugen und erhalten kann. Auf Spitzbergen's Nordostland traf Nordenskjöld Firn in 2000 Fuss M. H.; auf dem Tasiusarsoakfjordgletscher (Grönland) erreichten ihn (»torr snö öken«) die Lappen 50 Kilometer vom letzten Zeltplatz, d. i. ca. 170 Kilometer vom Gletscherrand, in 1600 Meter M. H.; und ich glaube dass Alaska's »fossile Gletscher«, welche bewegungslos auf dem Plateau oder in weiten Depressionen liegen, in physikalischer Hinsicht richtiger zum Firn als zu den Gletschern gezählt werden müssen. Nach Hann's »Atlas der Meteorologie« ist die mittlere Jahrestemperatur auf Spitzbergen's Nordostland — 8 bis 9^0, an Escholtzbay (Alaska) — 9^0, auf Grönland in der Breite von Tasiusarsoakfjord — $5,5^0$ (landeinwärts — 6^0), in der Breite von Ikatokfjord — $1,5^0$, — alles im Meeresniveau. Bei einer mittleren Temperaturabnahme von $0,5^0$ pr. 100 Meter Höhenzunahme, wäre also auf:

Spitzbergen's Nordostland in 2000 Fuss = 600 Meter M. H., abzügl. 250 Meter präsumpt. Gletscherdicke, Lufttemp.: — $10,25^0$; Bodentemp.[1]: — $2,4^0$;

[1]) Die Bodentemperaturen sind nach einer von mir für den Gotthard abgeleiteten empirischen Formel zwischen mittlerer Lufttemperatur T und Bodentemperatur Θ berechnet, nämlich: $\Theta - T = 3,94 - 0,411\, T - 0,0029\, T^2$ (siehe »Some results of the observations on underground temperature during the construction of the St. Gothardtunnel« in Proceedings of the North of England institute of mining and mechanical engineers Vol. XXXII, 1883, p. 20). Die hier gefundenen Werthe bezeichnen also nur angenähert die Bodentemperatur, welche die freie Oberfläche haben würde, wenn sie nicht durch Eis verdeckt wäre; da aber die Temperatur des Eises 0^0 nicht übersteigen kann, und da der Boden ohne Eisdecke $0,9—4,00^0$ unter den Gefrierpunkt erkältet sein würde, so muss seine Temperatur unter dem Eis in obigen Fällen allenfalls 0^0 untersteigen, was allein hier bewiesen werden sollte. An einer anderen Stelle kommen wir auf das vermuthete Emporziehen der Geotherme durch Eisbedeckung zurück.

Alaska (Escholzbay), Meereshöhe des Plateaueises unbekannt; bei 100 Meter Höhe Lufttemp.: — 9,5°; Bodentemp.: — 1,9°;

Grönland (Tasiusarsoakgletscher) in 1600 Meter M. H., abzügl. 250 Meter präsumpt. Gletscherdicke, Lufttemp.: — 12,75°; Bodentemp.: — 4,0°;

Grönland (Ikatokfjordgletscher) am Nunatak in 4050 Fuss = 1272 Meter M. H., Lufttemp.: — 7,9°; Bodentemp.: — 0,9°.

»Die Masse in den von Höhen umgebenen tiefsten Theilen des Inlandeises ist ebensowenig in nennenswerther Bewegung wie das Wasser auf dem Boden eines tiefen See's oder in einem tiefen Meer« — sagt Nordenskjöld l. c. 207. Die »fossilen Gletscher« Alaska's beweisen die Unbeweglichkeit von 300 Fuss dickem Plateaueis; wie soll man nun erklären, dass ein Gletscher von den skandinavischen Kölen beispielsweise bis Rüdersdorf sich nicht nur erstreckte, sondern mit so grosser Geschwindigkeit bewegte, dass er die ihm zugeschriebene mechanische Arbeit leisten konnte? auf einem Wege, dessen summarisches Gefälle (von Unebenheiten und Gegenfällen ganz abgesehen) 5—6 mal kleiner ist als das Gefälle vom Kreutzberg (bei Berlin), entlang der Belleallliance- und Friedrichstrasse, bis zur Weidendammer Spreebrücke; wie kann der Firn auf dem Plateau von Grönland oder von Spitzbergen's Nordostland die Gletscher ernähren, welche sich in die Fjorde ergiessen, wenn er ganz unbeweglich wäre?

Von der s. g. Dilatationstheorie können wir bei Firn- und Gletscherbewegung ganz absehen; wäre dieselbe auch nicht schon durch Forbes so gründlich widerlegt worden, dass selbst ihre eifrigsten Verfechter Charpentier und Agassiz sie übergaben, so würden die Unzahl klaffender Spalten, welche das Eis, sowohl der Alpen- als Inlandgletscher, dismembriren, jeden Gedanken an continuirliche Gletscher-Bewegung durch wechselweise Zusammenziehung und Ausdehnung der einzelnen Eiskörper ausschliessen.

Dicke des Eises.

Eine auf nahezu ebenem Boden abgelagerte Firnmasse kann durch Abschmelzwässer die Beweglichkeit und Arbeitsfähigkeit des unten vor beginnenden Gletschers befördern, und durch Abbrechen am Rand dessen Masse vermehren. Wenn der Firn nicht jährlich soviel an Masse einbüsste, als er durch Schneefall gewinnt, so müsste er sich überhöhen; Inlandgletscher würden auf dem Rücken am dicksten sein und Profile zeigen, welche von den beobachteten völlig abweichen. Aus meinen Beobachtungen am Gotthard (l. c. S. 61—72; 152) ergiebt sich, dass die Dicke der ehemaligen Tessin- und Reussgletscher vom Firngebiet abwärts zunahm; da das Verhältniss bei Inlandeis aber ein anderes sein kann, so habe ich versucht aus Nordenskjöld's und Kornerup's Schilderungen einige Anhaltepunkte zur Abschätzung der Dicke von Inlandeis zu gewinnen. Wenn Nordenskjöld auch nicht das von ihm gesuchte eisfreie grönländische Binnenland gefunden hat, so berechtigen meteorologische Gründe doch zur Annahme, dass die atmosphärischen Niederschläge, besonders Schnee, landeinwärts abnehmen, namentlich nahe den Kältepolen. (Nach Hann's Atlas der Meteorologie Bl. XI ist das jährliche Niederschlagsquantum an Grönland's Süd- und Südwestküste 60—130 Centimeter; ostwärts und nordwärts 20—60 Centimeter.) Deshalb ist a priori zu erwarten, dass der Firn im Binnenland geringere Dicke besitzt, als der ihn umwallende Gletscher (continuirliche Bewegung beider vorausgesetzt). Etwa 73 Kilometer vom Rand des Ikatokfjordgletschers erreichten Jensen und Kornerup aus dem Eis hervorragende Klippen (Nunatakker): hier war die lokale Eisdicke also = Null; aber auch »ostwärts war das Eis an mehreren Stellen zersplittert, und es sah aus als ob die Klippen unter dem Eis fast zu dessen Oberfläche reichten und daran wären, als Nunatakker durchzubrechen« (l. c. S. 178). Nächst unter Jensen's Nunatakker besitzt die Oberfläche des Ikatokgletschers ein $4^3/_4$ Kilometer langes Gegengefälle von 0,0132, welches dem schrägen Abschnitt des oberen Gletscherrandes gegen den Klippberg zukommt. Das

Gefälle der Oberfläche auf den nächsten $9^1/_4$ Kilometer abwärts beträgt aber 0,0054 (siehe Karte, l. c. S. 166); daher ungefähre Eisdicke daselbst: 4750 $\times$ [0,0132 + 0,0054] = 88 Meter. NORDENSKJÖLD und die von ihm ausgeschickten Lappen haben dagegen auf dem Inlandeis des Aulaitsivik (= Tasiusarsoakfjord)gletschers keine Nunatakker bemerkt, nachdem die Randklippen passirt waren. Dürfte man annehmen, dass die zwischen den Lappstationen 1626 Meter und 1947 Meter (siehe Karte No. 2 zu NORDENSKJÖLD's citirtem grönländischem Reisewerk) 97 Kilometer weit gleichförmig ansteigende Firnfläche dem vom Gletscherfuss gleichmässig ansteigend gedachten Boden des Inlandeises parallel verläuft, so wäre die Firndicke zwischen diesen Stationen 800 Meter; doch sind die hier gemachten Annahmen derartig, dass die wirkliche Dicke nur ein Bruchtheil dieses Grenzwerthes sein kann. Da die Firnfläche auf Spitzbergen's Nordostland 2000 Fuss ü. M. lag, so kann die Eisdicke auch hier nur einen Bruchtheil davon oder von 600 Meter betragen.

Unter derselben Annahme, wie sie eben für den Firn des Aulaitsivikgletschers gemacht wurde, ergiebt sich als Eisdicke desselben zwischen Station 12 (1014 Meter) und 18 (1510 Meter): 225 Meter; zwischen 18 und der Depression (1550 Meter) vor dem äussersten Firnrand ca. 360 Meter. NORDENSKJÖLD und BERGGREN beobachteten auf ihrer ersten Wanderung über den Aulaitsivikgletscher, etwa 40 Kilometer von dessen Rand, einen Gletscherbrunnen. »Die gewaltige brausende Wassermasse hatte sich ein vertikales Loch gebohrt, vermuthlich bis hinab auf den sicherlich mehr als 1000 Fuss (300 Meter) tiefer liegenden Felsboden des Gletschers« (l. c. S. 149). Als Dicke des Ikatokgletschers, zwischen den Stationen 2730 Fuss und 4070 Fuss, d. i. der Mittelpartie zwischen den oberen Nunatakker und den Randklippen, ergiebt die Construction 390 Meter.

Die Abbrüche der Spitzbergengletscher gegen das Meer sind 30 — 100 Meter hoch; der Abbruch des Tasiusarsoakgletschers (Station 1 — 2 auf Profil zu oben erwähnter Karte) circa 250 Meter; Abbruch des Ikatokgletschers (Karte auf S. 166 von NORDENSKJÖLD's Werk) 840—820 Fuss oder 257 Meter;

die Dicke eines 35 Meter aus dem Wasser hervorragenden Eisklotzes berechnet Nordenskjöld zu 250 Meter (l. c. S. 414).

Obwohl diese Ziffern nur rohe Approximationen sind, so lassen sie doch erkennen, dass man im allgemeinen die Dicke des Inlandeises wohl überschätzt hat. Sie muss in Folge lokaler Verhältnisse und verschiedener Geschwindigkeit des Eisstromes nothwendig variiren; aber man darf mit Grund annehmen, dass sie sich im Unterlauf zwischen den Grenzen 100 Meter und 400 Meter bewegt. Nach den Daten vom Ikatokgletscher nimmt die Eisdicke landeinwärts ab (390 Meter und 90 Meter); die Abnahme am Aussenrand (390 Meter und 260 Meter) ist Folge der Ausbreitung und des Schwynt.

Selbst bei geringen Schneeniederschlägen im Inneren eines Landeisfeldes müsste aber im Verlauf der Zeit die Firndicke zunehmen, wenn nicht eine Abfuhr von Eis stattfände. Es hat eine Verdunstung und (im Sommer) Abschmelzung von der Oberfläche statt; eine Abschmelzung am Boden aber nur, wenn die Bodentemperatur über Null oder sehr wenig darunter liegt. Um Eis von -1^0 zu schmelzen, ist ein Druck von 133 Atm. oder 1400 Meter Eisdicke erforderlich. Wäre der Firn des Tasiusarsoakgletschers auch 800 Meter dick (was er nach obigem nicht sein kann), so würde er dennoch auf dem Boden festgefroren liegen bleiben, wenn daselbst die Temperatur $-0{,}6^0$ unterstiege. Diese Thatsache muss mancherlei Reflexionen wecken über das Klima zur Eiszeit und die Meereshöhe, in welcher sich bei demselben schreitendes Inlandeis bilden konnte.

Schmelzwasser zwischen Firneis und seinem ganz glatt gedachten Felsboden muss zwar den Reibungscoëfficienten[1]) vermindern. Würde derselbe aber auch nur 0,03, so könnte der Firn des Tasiusarsoakgletschers doch nicht abgleiten, denn die mittlere Neigung zwischen den Stationen 1626 Meter und 1947 Meter beträgt auf 97 Kilometer Entfernung nur 0,0033. Dagegen muss das Firnschmelzwasser die Bewegung des in tieferem Niveau beginnenden eigentlichen Gletschers befördern;

---

[1]) Nach Hopkins ist der Reibungscoëfficient von solidem Eis auf rauhem Sandstein tn $20^0 = 0{,}364$.

und sollte solches Wasser hohem Druck seine Entstehung aus Eis verdanken, so ist selbst denkbar, dass es an einer anderen Stelle, wo der Druck aus irgend welchem Grund geringer ist, wieder gefriert. Dadurch wäre allerdings eine durch Umlagerung bewirkte Fortbewegung der Firneismasse eingeleitet.

Schub am Abbruchrande.

Bei der geringen absoluten Festigkeit des Eises wird dasselbe unter mässigem Druck zerquetscht und es ist wohl hauptsächlich seiner (wenn auch nur wenig) unter Null liegenden Temperatur zuzuschreiben, dass sich die Scherben bei jeder Druckverminderung wieder consolidiren und dass festes Gletschereis in der Tiefe überhaupt existirt. Lose gefallener trockener Schnee und kleine Eisstücke besitzen einen Böschungswinkel von 30^0. Bestünde ein zerquetschtes Eisfeld von der Dicke d aus losen (nicht wieder zusammengefrorenen) Körnern, so würden dieselben gegen eine vertikale Wand von 1 Meter Breite und d Meter Höhe den Druck $\frac{1}{2} d^2 . 920 \left(\mathrm{tn} . \left[45 - \frac{30}{2}\right]\right)^2 = 153{,}32\ d^2$ Kilogramm ausüben, wenn 1 Kubikmeter Eis 920 Kilogramm wiegt. Dieser Druck stellt eine bewegende Kraft vor, welche aber nur am Aussenrand der horizontalen Eisdecke wirksam werden kann, weil die in ihrem inneren vorhandenen gleichartigen, nach allen Richtungen wirkenden Drücke sich aufheben. Ist der Aussenrand frei, so böscht sich (da dann diesem Druck kein Gegendruck entgegensteht) das Eisfeld ab, und zwar wegen anderer noch dazwischentretender Einwirkungen meist in einer convexen continuirlich gerundeten Fläche, wie solche auch die Säume von Gletschern auf ebenem Boden zeigen (siehe z. B. die Zeichnungen auf S. 146 von NORDENSKJÖLD's Buch). Mit dieser Herstellung des Gleichgewichts ist die Bewegung des Plateaueises auf horizontaler Fläche aber auch beendet; und wenn es — wie Alaska's »fossile Gletscher« — durch eine Schuttdecke gegen Abschmelzung von oben und etwaige Verdickung durch neue Schneemassen geschützt ist, so bleibt es, wenn die Temperatur seiner Unterlage 0^0 untersteigt, unverändert; oder es schmilzt allmälig von unten ab,

wenn die Bodentemperatur 0⁰ übersteigen sollte. Denkt man sich dagegen den Plateaufirn über eine flachgewölbte Fläche ausgebreitet, auf welcher er weiter abwärts in (aus anderen Gründen bewegten) Gletscher übergeht, d. h. so zu sagen von einer Gletscherwand umzogen, so schiebt er auf diese mit einem nach obigem zu beurtheilenden Druck, welcher die Bewegung des Gletschers fördern mag; weicht die Gletscherwand, so folgt ihr die Firnböschung, und so lange Schneefälle den Firn zu conserviren vermögen, dauert diese Beweglichkeit, wenigstens an seinem Rand gegen den Schreitgletscher.

Die Schilderungen des Inlandeises auf Spitzbergen's Nordostland scheinen mir Belege für diese Anschauungsweise zu bieten. Nur bestand dort die Dismembrirung des Firneises nicht in Zerquetschung zu kleinen Scherben, sondern in Zerreisung zu langen Bändern durch Spalten in Streichrichtung der nach dem Busen nördlich von Cap Mohn sich senkenden Gletscherfläche. Entlang diesen Spalten (siehe Figuren bei Nordenskjöld S. 162 und 163) sitzt das Firneis nach dem eigentlichen Gletscher hin ab; Querspalten zerlegen die Eisbänder in Blöcke, welche den oben für Eisscherben bezeichneten mechanischen Vorgängen gleichwohl unterliegen. Aus dem Profil des Tasiusarsoakgletschers (Karte No. 2 zu Nordenskjöld's Reisewerk) möchte ich schliessen, dass nahezu unbeweglicher Firn, dessen Masse wesentlich nur durch Abschmelzung von oben regulirt wird, sich von Station 1561 Meter (176 Kilometer vom Gletscherrand) landeinwärts zieht. Vor ihm liegt (zwischen Station 18 = 1510 Meter und 1561 Meter) eine etwa 60 Kilometer breite flachwellige Depression, unter welcher die Eisdicke vermuthlich am bedeutendsten ist. Hier sammeln sich die oberflächlichen Schneeschmelzwässer in Seen und Flüssen, deren Ausdehnung auf weniger Eisspalten deutet. Auch dies Gebiet dürfte trotz seiner sommerlichen Wasserdecke noch in die Categorie des unbeweglichen Plateaueises gehören; an seinem Rand, bei Station 18, beginnt erst der eigentliche, 0,013 abfallende, 118 Kilometer lange Gletscher, und zwar mit sehr zerrissenem Eis. Solchem begegnete man im übrigen besonders an Stellen, wo der Gletscher sein Gefälle plötzlich änderte, bei Station 4—5; 11; 14.

Gletscherbewegung.

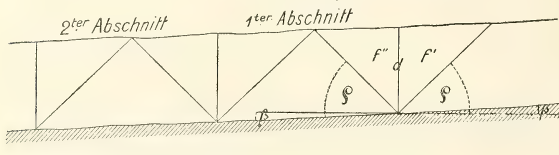
Im Vorgehenden wurde schon einiges erwähnt, was ausser Firn auch Gletscher betrifft, und worauf deshalb im Folgenden Bezug zu nehmen sein wird. Rutschte das Gletschereis auf einer glatten schiefen Ebene einfach ab, so müsste diese eine Neigung besitzen gleich dem Reibungswinkel zwischen Eis und (wir wollen annehmen) polirtem schlüpfrigem Gestein, entsprechend etwa dem Reibungscoëfficienten eines stahlbeschlagenen Schlittens auf Eisbahn, d. i. $\varphi = 0{,}03$, wozu der Reibungswinkel $1^0\ 43'$ gehört, Auf sanfter geneigtem Boden würde sich unter der gemachten Voraussetzung kein Gletscher bewegen, nicht einmal wenn der Boden eine mathematische Ebene wäre. Dass die Dilatation nicht vis motrix sein kann, wurde schon oben auseinandergesetzt. Man hat öfters gesagt, dass die im Firngebiet sich anhäufenden Schnee- und Eismassen durch ihren Druck Bewegung des Firns und Gletschers verursachen könnten; dass dies mit Firn auf horizontaler Unterlage nicht, an seinem Gletscherrand aber nur in sehr beschränktem Maass der Fall sein kann, wurde im vorigen Abschnitt gezeigt; ebenso dass die Voraussetzung einer grossen Schnee- oder Eistiefe inmitten von Inlandeis überhaupt weder der Erfahrung entspricht, noch meteorologischen Regeln. Eher könnte man schliessen, dass atmosphärische Niederschläge die Dicke des den Firn umwallenden Landeises in nach aussen zunehmendem Maasse direkt vermehren.

Setzen wir die oben (unter »Firn«) begonnene mechanische Betrachtung über den Schub durch Abrutschung zertrümmert gedachten Eises weiter fort, so ergiebt sich folgendes:

Der Schub auf eine 1 Meter breite vertikale Wandfläche inmitten einer d Meter dicken Eisschicht auf horizontaler Unterlage beträgt: $P = \frac{1}{2} d^2 \gamma \left[\operatorname{tn}\left(45 - \frac{\rho}{2}\right)\right]^2$, wenn γ das Gewicht von 1 Kubikmeter Eis, ρ der natürliche Böschungswinkel der Eiskörner. (Der von beiden Seiten gleich grosse Schub hebt sich diesenfalls in der Wand auf.) Für diesen Ausdruck können wir schreiben: $P = \frac{1}{2} d^2 \gamma \cot \rho \frac{\sin 2\rho}{2(1 + \sin \rho)^2}$; und da $\frac{1}{2} d^2 \cot \rho = f =$ dem dreieckigen Querschnitt des auf der Ablösungsfläche gegen die Wand

schiebenden Eiskeiles: $P = f\gamma \frac{\sin 2\rho}{2(1+\sin\rho)^2}$ . . . . 1⁰.

Ist die Eisschicht um den Winkel β gegen den Horizont geneigt, so besitzt der abwärts gegen die gedachte Wand schiebende dreieckige Keil den Querschnitt $f' = \frac{1}{2} d^2 \frac{\cos\beta\cos\rho}{\sin(\rho-\beta)}$, und übt den Druck $P' = \frac{1}{2} d^2 \gamma \frac{\cos\beta\cos\rho}{\sin(\rho-\beta)} \cdot \frac{\sin 2\rho}{2(1+\sin\rho)^2}$ gegen sie aus. Der aufwärts schiebende Keil hat dagegen den Querschnitt $f'' = \frac{1}{2} d^2 \frac{\cos\beta\cos\rho}{\sin(\rho+\beta)}$ und drückt mit $P'' = \frac{1}{2} d^2 \gamma \frac{\cos\beta\cos\rho}{\sin(\rho+\beta)} \cdot \frac{\sin 2\rho}{2(1+\sin\rho)^2}$. Die Druckdifferenz, welche die Wand abwärts zu schieben sucht, ist mithin: $P' - P'' = \frac{1}{2} d^2 \gamma \frac{\cos\beta\cos\rho\sin 2\rho}{2(1+\sin\rho)^2}\left(\frac{1}{\sin(\rho-\beta)} - \frac{1}{\sin(\rho+\beta)}\right)$ oder angenähert, $P' - P'' = \frac{1}{2} d^2 \gamma \sin\beta \frac{\cot\rho^2 \sin 2\rho}{(1+\sin\rho)^2}$ . . . 2⁰.



Denkt man sich einen Gletscher von grosser Länge, gleichförmiger Dicke und Neigung, durch Querwände in so viele Streifen zerlegt, dass die gegen jede Wand drückenden Böschungskeile je die Gletscherdicke einnehmen, so repräsentiren die in jedem dieser Streifen stattfindenden Schubdifferenzen $P' - P''$ den Schub des Gletschers. Ein solcher Streifen hat (hier die stets klein anzunehmende Neigung des Bodens ausser Acht gelassen) pr. Breiteneinheit das Volumen $2 d^2 \cot\rho$, und das Gewicht $2 d^2 \cot\rho \cdot \gamma$, womit er auf der schiefen Ebene mit der Kraft $2 d^2 \cot\rho\, \gamma \sin\beta$ abzurutschen strebt, welcher der Reibungswiderstand $2 d^2 \cot\rho \cdot \gamma \cdot \varphi \cdot \cos\beta$ entgegenwirkt (φ = Reibungscoëfficient). Wir erhalten also die Gleichgewichtsgleichung:

$$\frac{1}{2} d^2 \gamma \sin\beta \frac{\cot\rho^2 \sin 2\rho}{(1+\sin\rho)^2} + 2 d^2 \cot\rho\, \gamma \sin\beta = 2 d^2 \cot\rho \cdot \gamma \cdot \varphi \cdot \cos\beta;$$

woraus angenähert:

$$\cot\beta = \frac{1}{\varphi}\left(1 + \frac{1}{4} \cdot \frac{\cot\rho \sin 2\rho}{(1+\sin\rho)^2}\right) = \frac{1}{\varphi}\left(1 + \frac{1}{2}\left[\frac{\cos\rho}{1+\sin\rho}\right]^2\right) \ldots 3^0$$

für den Neigungswinkel β einer glatten Ebene, auf welcher unter den gemachten Voraussetzungen ein Gletscher in Bewegung kommen kann.

Das wesentlichste Ergebniss dieser ganz elementaren Untersuchung ist, dass die Dicke des Gletschereises bei dieser Bewegungsweise schliesslich nicht in Betracht kommt, weil sowohl der Schub als der Widerstand gleichzeitig mit der Eisdicke zunehmen; dass also Theorieen hinfällig werden, nach denen vielfach grössere Dicke diluvialen Gletschern ermöglicht haben soll hunderte von Meilen über so flach geneigten Boden zu rutschen, dass jeder Gletscher jetziger Dicke darauf als Plateaueis liegen bleiben würde. Gegen die gemachte Praemisse (Schub durch Abrutschung zertrümmert gedachten Eises) könnte eingewendet werden, dass theils die Cohäsion des Eises vernachlässigt worden ist, d. h. die Höhe auf die es sich senkrecht abschneiden lässt, ohne nachzurollen, theils etwaige Belastung desselben. Es wäre leicht diese beiden Variabelen mit in Rechnung zu ziehen — das Wesen des Schlussresultates würde dadurch aber nicht geändert. Ich habe sie nicht berücksichtigt, weil als Belastung eines Gletschers doch nur Eis und Schnee in Betracht kommen können, von denen letzterer aufhört todte Belastung zu sein sobald er an der Böschung Theil nimmt, ersteres aber schon bei mässiger Dicke unter seinem Gewicht zertrümmert sein und gleich dem übrigen Gletschereis schieben müsste. Cohäsion, in oben angedeutetem Sinn, besitzt das Gletschereis ohne Zweifel, sonst gäbe es keine Gletscherabbruchwände und keine Eisberge. Wie schon einmal angemerkt wurde, ist die angenommene Zerdrückung des Eises aber nur als momentaner Zustand aufzufassen, welchem Wiederverfestigung folgt, sobald der Druck aus irgend welchem Grund nachlässt. »Dieses ununterbrochene Oscilliren der einzelnen Theile zwischen zwei Aggregatzuständen verursacht eine ständig anhebende und ständig wieder gebremste Bewegung und verleiht dem Gletschereis als Ganzem gleichzeitig die Eigenschaften des Festen und Flüssigen« (Geol. Beob. im Tessinthal S. 71, 72); d. i. »Viscosität«. Das Wesen und die Bedingung der Gletscherbewegung durch Viscosität findet in den oben entwickelten Gleichungen theilweise ihren Ausdruck; anstatt

des Böschungswinkels ρ hätte man einen Viscositätswinkel einzuführen, welcher sich zwar direkter Beobachtung entzieht (weil nur im Inneren der Gletschermasse toto et tanto statthabend), aber zwischen 0^0 und 30^0 liegen dürfte, nämlich zwischen dem Böschungswinkel des Wassers und jenem von Eisscherben oder losem trockenem Schnee.

Führen wir in obenstehenden Ausdruck für

$\cot\beta = \frac{1}{\varphi}\left(1 + {}^1/_2\left[\frac{\cos\rho}{1+\sin\rho}\right]^2\right)$ ein: $\varphi = 0{,}03$, $\rho = 30^0$, so wird der Neigungswinkel β der glatten Ebene, auf welcher ein Gletscher aus angenommenem Grund gerade noch gleitet: $\beta = 1^0\ 29'$ ($\cot\beta = 38{,}89$; $\operatorname{tn}\beta = 0{,}0254$). Dieser Winkel ist 14″ kleiner als der Reibungswinkel des Eises auf glatter Unterlage ($1^0\ 43'$); und die Differenz ein Maass für den Antheil, welchen innere Drücke an der Gletscherbewegung haben [1]).

Vergleichen wir mit diesen theoretischen Werthen die Gefälle bestehender Gletscher. In der Schweiz variiren dieselben zwischen 3^0 und 50^0, doch sind so steile Eisgehänge gar nicht mehr als Gletscher zu rubriciren. Die Oberflächenneigung Spitzbergischer Gletscherströme ist $10—20^0$. Das Inlandeis des Spitzberger Nordostlandes senkt sich nach der Wahlenbergbay mit ca. $0{,}023 = 1^0\ 20'$, sein Boden mit ca. $0{,}014 = 0^0\ 47'$, wenn man Länge = 25 Kilometer, M. H. = 2000′ schwed. = 593 Meter, Dicke (oben) = 250 Meter annimmt. Das Grönländische Inlandeis fällt von der letzten Lappstation in 1947 Meter M. H. zum Tasiusarsoakfjord auf 340 Kilometer Entfernung,

---

[1]) Bewegte sich viscoses Eis, mit dem schätzungsweise angenommenen Böschungswinkel $\rho = \frac{0+30}{2} = 15^0$ und Reibungscoëfficienten $\varphi = \frac{0+0{,}03}{2} = 0{,}015$, genau nach demselben Gesetz wie zertrümmertes Eis, so würde ein daraus bestehender Gletscher auf $\beta = 0^0\ 9'$ geneigter glatter Ebene fliessen ($\cot\beta = 359{,}7$; $\operatorname{tn}\beta = 0{,}0028$). Da aber für die Wahl von φ und ρ ein weiter Spielraum bleibt, welcher bei Mangel an Beobachtungsmaterial auch nicht leicht eingeschränkt werden kann, so dürfte es nützlich sein die Grenzen zu kennen, innerhalb welchen β liegen kann, durch Einführung von Extremwerthen für φ und ρ.

Es wird für $\varphi = 0$ und $\rho = 0$: $\cot\beta = \infty$; $\beta = 0$
$\varphi = 0$ » $\rho = 90$: » $\beta = \infty$; $\beta = 0$
$\varphi = 1$ » $\rho = 0$: » $\beta = 1{,}5$; $\beta = 33^0\ 40'$
$\varphi = 1$ » $\rho = 90$: » $\beta = 1{,}0$; $\beta = 45^0$.

summarisch 0,0057 ab; oder nach Abzug von 250 Meter Eisdicke (bei Station 1947), mit 0,005 = 0° 17′ Bodengefälle. Der 118 Kilometer lange Gletscherstrom desselben (von Station 18 abwärts) besitzt eine Oberflächenneigung von 0,0128 = 0° 45′, und (nach Abzug von 250 Meter Eisdicke bei 18°) ein Bodengefälle von 0,0107 = 0° 35′. Von 18°, in 1510 Meter M. H. bis 1947 Meter auf 162 Kilometer 0,0024 = 0° 9′. Der Absturz des Ikatokfjordgletschers hat zwischen Station 1690′ und Itivdlek (siehe Karte l. c. S. 168) auf 12 Kilometer in Bogen gemessene Länge ein Bodengefälle von 0,0228 = 1° 18′, wenn man oben 257 Meter Eisdicke von der Meereshöhe abrechnet; zwischen JENSEN's Nunatakker (4050′) und Station 1690′ auf 56 Kilometer Länge ein Gefälle von 0,0132 = 0° 46′ ohne, 0,0177 = 1° 1′ mit Berücksichtigung der Eisdicke unten, zwischen JENSEN's Nunatakker und Itivdlek ein summarisches Gefälle von 0,0187 = 1° 4′.

Der nur 0° 9′ resp. 0° 3′ abfallende Firn des Tasiusarsoakfjordgletschers muss also unbeweglich liegen, selbst wenn er nicht auf dem Boden aufgefroren wäre, und selbst wenn man ihm einen den willkürlichen Annahmen der vorgehenden Anmerkung entsprechenden Grad der Viscosität beimessen wollte; seine Masse wird äquilibrirt durch Schneefälle einerseits (denen der Küste wohl nachstehend), und oberflächliche Abschmelzung andererseits. Die Schreitgletscher des Inlandeises können bei einem Gefälle von 0° 35′ und 1° 18′ nicht durch Gleiten und inneren Druck des Eises in Bewegung erhalten werden; denn dazu wäre auf mathematischer Ebene ein Gefälle von 1° 29′ erforderlich. Die vorstehend verzeichneten Totalgefälle des Inlandeises, von Firnmitte bis Gletschermündung 0° 47′, 0° 17′, 1° 4′ reichen noch weniger aus um seine Bewegung zu erklären.

Wir müssen also noch nach anderen Ursachen für die Bewegung von Gletschereis suchen als Gleiten, erleichtert durch inneren Schub. »Alle anderen Bewegungsursachen in ihrem Werth gelassen, glaube ich, dass das Eis mancher Gletscher auf der schlammigen Grundmoräne wie mit einem Untereismuhrgang zu Thale geht. Der Schlammstrom folgt natürlich den Bodenvertiefungen; die einmal in Bewegung befindliche grosse Eismasse

muss aber auch über die nackten zwischenliegenden Klippen schieben — ; dass dabei die Geschwindigkeit an verschiedenen Querprofilpunkten des Eisstromes sehr ungleich werden kann, ist ganz natürlich, ebenso die Unregelmässigkeit der Bewegung einzelner Bruchstücke des Gletschers etc.« (Geol. Beob. im Tessinthal, S. 51, 52). »Der Boden eines Gletschers kann niemals gleichförmig abgescheuert werden; denn in seinen Unebenheiten und Vertiefungen arbeitet die ungleich vertheilte und bewegte Grundmoräne verschieden und viele im Gletscherbett hervorragende Klipphöcker werden von ihr umspült, aber weniger überspült und hauptsächlich nur vom übergeschobenen Eis bearbeitet« (ibid. S. 55). »Nach dieser Anschauungsweise würde das Hauptsächliche eines mächtigen Gletscherstromes, wenigstens in seinem Unterlauf, nicht mehr das Gletschereis sein, sondern vielmehr die darunter sich wälzende Grundmoräne, vergleichbar mit dem Schutt der Wildbäche, Muhren, Laves, Moyas, Nants sauvages u. dergl. Und gleichwie beim Ausbruch eines Wildbaches der Mantel eines Schuttkegels nur zu relativ geringer Tiefe wieder durchfurcht und in Bewegung gesetzt wird, gleichwie in einem geschiebereichen Alpenfluss die Gerölleunterlage des Bettes nur zu geringer Tiefe aufgerührt und thalwärts geführt wird, dürfte auch der auf flachgeneigtem Thalweg über dicke Grundmoräne fliessende Gletscher schliesslich nur noch die oberen Lagen derselben in Bewegung erhalten, während die unteren zusammengepackt liegen bleiben. Der Uebergang aus der unbewegten in die mitbewegte Schuttmasse und aus dieser in den eigentlichen Schuttstrom wäre ein allmählicher, die Grenze eine örtlich und zeitlich schwankende. Der Grundmoräne mischen sich Eisblöcke bei, nach oben (im Querschnitt) mehr und mehr, bis sie eine zusammenhängende Decke von Packeis, schliesslich von Gletschereis, bilden. Der Schuttstrom wäre also in diesem Falle das Bewegende, das Gletschereis das Bewegte — aber dennoch von Bedeutung für den ganzen Vorgang durch seine innere Beweglichkeit, durch das Schmelzwasser, womit es die Grundmoräne ständig breiartig flüssig erhält, durch das Schuttmaterial, welches es von oben zuführt. Von einer Erosion des Gletscher- (bezügl. Grundmoränen-)

bodens kann in diesem Fall keine Rede mehr sein, und hierdurch wird die Möglichkeit oder Wahrscheinlichkeit von Thalbildung durch Gletscherwirkung noch mehr eingeschränkt« (ibid. S. 77). »Die Auffüllung ganzer Thalstrecken mit Grundmoräne und hydrodynamische Nothwendigkeiten lassen einen Gletscherstrom, wenigstens in seinem Unterlauf als eisbedeckten Schlammstrom erscheinen. Die Eisdecke ist zwar keineswegs unwesentlich; immerhin aber führt diese Anschauungsweise zu einer Vermittelung der älteren (SAUSSURE, v. BUCH, C. ESCHER, SEFSTRÖM) und neueren Ansicht über das »Diluvium«. Ein Schuttstrom, welcher meilenweit und -breit durch das Thal wälzt, ist in der That eine »petrodilaunische Fluth« (SEFSTRÖM), trotz seiner Eismaske. Von früheren und jetzigen Ansichten über Dauer und Energie des Vorganges können wir zunächst absehen, solche Ansichten sind nicht ganz frei von der Willkür, womit man z. B. bei der Construction eines Profiles verschiedene Maassstäbe für Abscissen und Ordinaten wählen darf: das Profil wird verzerrt, aber deshalb nicht falsch. Durch die Annahme, dass sich das Untergletschermaterial nicht nur gleitend, sondern auch wälzend fortbewegt, und zwar in einer Fluth von Wasser (nächst unter dem Eis), hören viele Merkmale auf charakteristisch zu sein, durch welche man Gletscherschutt, Stromschutt, Wildbachschutt etc. in allen Fällen unfehlbar unterscheiden zu können vermeint« (ibid. S. 90).

Wenn Schweizer Gletscher bei mir die hier wiedergegebene Auffassung der Gletscherbewegung hervorriefen, so scheinen Grönländische (nach NORDENSKJÖLD's Schilderung) dieselbe noch mehr zu begründen; und dadurch gewinnt sie an Bedeutung für die Glacialtheorie der Diluvialbildungen, welche sich ja mehr auf die Erfahrungen an jetzigem Inlandeis stützen sollte als auf jene an Hochgebirgsgletschern. Knietiefe Schneebrühe und Wasser auf dem Eis war es, was NORDENSKJÖLD am 21. Juli Halt gebot (l. c. S. 227); Seen, Bäche, Flüsse, Wasserfälle sind Hauptzüge im Landschaftsbild grönländischen Binneneises. Ihren Weg auf dem Eis setzen diese enormen Oberflächenwassermassen, vermehrt durch die Bodenschmelzwässer, unter ihm fort;

entlang den verdeckten Thalzügen, welche schliesslich in Fjorden münden. Es handelt sich hier nicht mehr um Gletscherbäche, sondern um Ströme; Schlammströme mit Gesteinstrümmern und Eisbrocken beladen (die von Detritus durchsetzt sind), unter einer Decke von Packeis, das aufwärts in Eisblöcke übergeht, und durch diese in das weniger gestörte Gletschereis. Würde diesem ein Theil der Bewegung des Schlammstromes aber auch nicht direkt mitgetheilt, so würde es durch Unterspülung doch bald Stütze und Stabilität verlieren, und nachrutschen bis es auf dem Fjord schwimmt, aufbricht (l. c. S. 351), und sich vom Gletscher ablöst. Erfolgt eine solche Fortbewegung des Gletschereises zunächst auch nur in Linien über den Thalzügen, so werden die seitlichen Partieen doch mit in die Bewegung gezogen, unter Mitwirkung von Gleiten, innerem Druck, Viscosität u. a. Ursachen; und das Endresultat ist Bewegung der ganzen Masse abwärts, mit an verschiedenen Punkten sehr verschiedener Geschwindigkeit, Stauungen hier, Beschleunigung dort. Die grösste Geschwindigkeit erhält das Eis, unter sonst gleichen Verhältnissen, über dem Hauptstrom des verdeckten Thalzuges; dadurch ist die ausserordentliche Geschwindigkeit des Jacobshavngletschers an seiner Mündung erklärlich: $3^1/_2$—$22^1/_2$ Meter täglich, nach den Messungen von Helland und Hammer (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881, S. 693; Nordenskjöld l. c. S. 154). Rink (ibid.) berechnete die Eismasse, welche jährlich in Jacobshavn ausfliesst, zu 144 Milliarden Kubikfuss — das entspricht dem Wasserquantum eines Flüsschen in derselben Zeit von 200 Fuss Breite 10 Fuss Tiefe bei 1 knop Geschwindigkeit; wie viel grösser als ein solches Flüsschen muss aber der Schlammstrom unter dem Jacobshavngletscher sein, mit grösserem Sammelgebiet als dem des Tasiusarsoakgletschers, über welchem auf Nordenskjöld's Karte No. 2 zu einer Entfernung von 150 Kilometer vom Fjord 17 selbstständige Flussgebiete verzeichnet stehen? Die genannten Milliarden Eis, welche in Jacobshavn münden, sind wohl nur ein Bruchtheil der Milliarden Wasser, welche sie transportirten; aber die Eisberge sieht man, die Wasserströme verlieren sich unbemerkt im Meer, nachdem sie ihre Arbeit verrichtet. Sollte die entsetzliche

Wirbelströmung zwischen Tasiusarsoak- und Aulaitsivikfjord, aus welcher »Sofia« mit knapper Noth wieder frei ging (l. c. S. 352 auch S. 111) nicht ebensowohl dem Wasserstrom des dort mündenden Gletschers zuzuschreiben sein als dem Gezeitenwechsel? [1]).

Ein Blick auf die Karte über Grönland (NORDENSKJÖLD No. 5) zeigt, dass das Inlandeis auf der Westküste, bis hinauf nach Upernivik (73⁰ N. Br.), durch ein stellenweise 160 Kilometer breites Vorland vom Meer getrennt ist, welches letztere Gletscher nur an einzelnen Punkten im Hintergrund von Fjorden erreichen. Diese Fjorde erscheinen dadurch wie die Mündungen der Thalzüge aus dem Innern, in welchen sich die Untereisschlammströme wälzen und ihre Eisdecke mit sich ziehen. Wo zwischen grösseren Flüssen keine oder nur kleine Gletscherbäche unter dem Inlandeis hervortreten, ist dessen Ausschub unbedeutend, nicht grösser als dass im Verlauf des Sommers abschmelzen kann, was im ganzen Jahr hinzukam; hier erreicht der Eissaum den Meeresstrand nicht mehr, er mag stossen und schwynten, scheint aber im grossen Ganzen im Rückzug begriffen, denn Rundhöcker auf dem Vorland, u. a., beweisen, dass es einst gletscherbezogen war (Zeichnungen l. c. S. 112, 147 [2]).

Das Problem der Gletscherbewegung verwandelt sich nach Vorgehendem in ein unrein-hydraulisches. Betrachten wir es also aus diesem Gesichtspunkt, eingedenk dass es sich hier bei Benutzung hydraulischer Formeln lediglich darum handelt, über die theoretischen Bedingungen klar zu werden, unter welchen günstigsten Falles Bewegung eintritt. Entsprechen diese Bedingungen

[1]) Nach Druck dieses habe ich HAMMER's u. a. Berichte vom Jacobshavngletscher nochmals durchlesen und finde, dass viele der dortigen Erscheinungen geradezu zwingen dem Gletscherstrom die Hauptrolle bei Bewegung des Schreitgletschers zuzutheilen.

[2]) Der besonders 1870 von NORDENSKJÖLD (u. a.) beobachtete Vorstoss grönländischer Schreitgletscher steht mit dem allgemeinen Rückzug des Landeisrandes nicht in causalem Widerspruch — beide sind durch vermehrte Abschmelzung bedingt, welche die Wassermasse der Untereisströme vergrössert und dadurch beschleunigte Abfuhr des Eises in den eigentlichen Schreitgletschern, also Vorstoss derselben, verursacht.

der Erfahrung nicht, so wird Bewegung (aus der angenommenen Ursache) um so weniger stattfinden können, als eine Menge Hindernisse vorliegen, die in der Rechnung keinen Ausdruck finden.

Nach EYTELWEIN (Mechanik fester Körper und Hydraulik) ist die Geschwindigkeit v eines Stromes mit dem Gefälle tn β, dem Querschnitt s, und Umfang p : $v = 89{,}35 \sqrt{\frac{\text{tn}\,\beta\, s}{p}}$ par. Fuss. Für einen unter Eis sich bewegenden Strom von der Tiefe a und Breite b ist $s = a\,b$, $p = 2\,(a + b)$, $\frac{s}{p} = \frac{a\,b}{2\,(a + b)}$; oder, wenn die Strombreite so gross angenommen wird, dass dagegen die Tiefe ausser Acht gelassen werden kann: $\frac{s}{p} = \frac{a\,b}{2\,b} = \frac{a}{2}$.

Daher $v = 89{,}35 \sqrt{\frac{\text{tn}\,\beta\, a}{2}} = 63{,}18 \sqrt{\text{tn}\,\beta\,.\,a}$ . . . . 4^0.

Nach MUNCKE (Art. »Stoss« im Neuen GEHLER) wird eine Kugel vom Durchmesser δ und dem spec. Gew. γ in einer Flüssigkeit vom spec. Gew. 1 und der Geschwindigkeit v fortbewegt, wenn $\delta = 0{,}03943 \frac{v^2}{\gamma - 1}$ par. Fuss. Nehmen wir $\gamma = 2{,}5$ an, so wird $\delta = 0{,}0263\,.\,v^2$ . . . . 5^0

Gleichung 4^0 u. 5^0 zusammengezogen, ergeben $\text{tn}\,\beta = \frac{0{,}0095\,\delta}{a}$ . . 6^0.

MUNCKE's Formel setzt voraus, dass das Gerölle ganz in Wasser getaucht ist; daraus folgt als geringste hier zulässige Wassertiefe $a = \delta$, und als Grenzwerth für β (unter dieser Voraussetzung): $\text{tn}\,\beta = 0{,}0005$; $\beta = 0^0\,33'$.

Dies ist das geringste Gefälle, welches ein zwischen Boden und Eis fliessender Wasserstrom besitzen muss, wenn er fähig sein soll Geschiebe zu führen (deren Durchmesser die Wassertiefe erreichen darf), d. h. die hauptsächlichste Arbeit zu verrichten, welche Gletschern geologische Bedeutung giebt. Dies ist aber auch das Minimalgefälle, welches vorausgesetzt werden muss, wenn die Gletscherbewegung wesentlich durch den verdeckten Bodenstrom erregt und erhalten werden soll, wie wir zu beweisen unternommen haben. Nach S. 21/22 ist das Gefälle des

Wahlenbergbaygletschers (Spitzbergen): 1⁰ 20′ ohne, 0⁰ 47′ mit Berücksichtigung der Eisdicke.

Tasiusarsoakgletschers (Grönland) excl. Firn: 0⁰ 45′ ohne, 0⁰ 35′ mit Berücksichtigung der Eisdicke.

Tasiusarsoakgletschers (Grönland), trockener Firn: 0⁰ 9′ (Eisdicke kommt hier nicht in Betracht, weil oben und unten gleich angenommen).

Tasiusarsoakgletschers (Grönland), nasser Firn: 0⁰ 3′ (Eisdecke kommt auch hier nicht in Betracht).

Tasiusarsoakgletschers (Grönland), bekannte Länge; 0⁰ 17′ (Eisdicke berücksichtigt).

Ikatokfjordgletschers (Grönland), ganze bekannte Länge: 1⁰ 4′ (Eisdicke oben und unten = 0).

Ikatokfjordgletschers (Grönland), Zunge: 1⁰ 18′ (Eisdicke berücksichtigt).

Ikatokfjordgletschers (Grönland), obere Partie: 0⁰ 46′ ohne, 1⁰ 1′ mit Berücksichtigung der Eisdicke.

Sehen wir von den Gefällen 0⁰ 9′, 0⁰ 3′, 0⁰ 17′ ab, welche den schon aus anderen Gründen (S. 16 u. 21) als bewegungslos anzunehmenden Firn des Tasiusarsoakgletschers betreffen, so übersteigen alle übrigen das zur Entstehung von Gletscherbewegung theoretisch erforderliche Gefälle von 0⁰ 33′, und hierin liegt ein empirischer Beweis für das richtige unserer Erklärung.

Wir fanden also, dass theoretisch folgende Minimalgefälle zur Erzeugung von Gletscherbewegung erforderlich wären:

1⁰ 43′ wenn das Eis einfach abrutscht,

1⁰ 29′ wenn die Abrutschung durch innere Schübe der zerquetschten Eismasse befördert würde,

0⁰ 33′ wenn Wasserströme unter dem Eis dasselbe in Gang setzen sollen,

(0⁰ 9′ wenn Viscosität mit geschätzten Coëfficienten angenommen wird).

Dagegen sind die Gefälle beweglichen Inlandeises (bewegungslose Firnfelder bei Seite gelassen) 0° 45′ — 47′ ohne Berücksichtigung der Eisdicke, 0° 35′—1° 20′ mit Berücksichtigung derselben [1]).

Facit.

Das von der Glacialtheorie vorausgesetzte Schreiten des nordeuropäischen Inlandeises der Diluvialzeit, in einer Ausdehnung von 2,1 Millionen Quadratkilometern bis zur äusseren Grenze skandinavischer Geschiebe, ist also nur dann mechanisch möglich gewesen, wenn das Gefälle von seinem Heerd nach der Peripherie wenigstens 0° 33′ oder 0° 35′ betrug, d. i. der Minimalbetrag des Gefälles beweglichen Inlandeises der Jetztzeit. Der Heerd des skandinavischen Eisstromes, welcher in Bogen die Ostsee, Rüdersdorf, Schlesien erreicht haben soll, ist auf der Ostseite der Syltoppar, etwa zwischen diesen, Wålanfjell, Helagstötar, Vigelfjell zu suchen, in einer Meereshöhe von 1790 Meter. Von da zu jedem Punkt der schwedischen (südöstlichen) Ostseeküste untersteigt das summarische Gefälle 0° 35′; bis Rüdersdorf, in ca. 60 Meter Meereshöhe und 1200 Kilometer Entfernung, beträgt es nur noch 0° 5′; bis zum Eulengebirge in 1380 Kilometer Entfernung, wo noch circa 560 Meter über dem Meere nordische Geschiebe abgelagert sind, gar nur 0° 3′. Damit bewegt sich kein Gletschereis, nicht einmal wenn man hochgradige Viscosität als Bewegungsursache annehmen wollte; die Annahme grosser Eisdicke hebt die Schwierigkeit nicht, ist nicht einmal statthaft, wenn die 200 Meter hohen Trappberge Westgothlands die Eisdecke überragten.

---

[1]) Denkt man sich eine sehr weite, geschlossene Eisdecke über horizontalem Boden, dessen Temperatur > 0°, so muss das Schmelzwasser mit einer dem Druck (der Dicke) des Eises entsprechenden Geschwindigkeit auswärts fliessen und kann auf seinem Weg unter dem Eis nicht nur jene mechanischen Arbeiten verrichten, welche den Gletschern geologisches Interesse verleihen, sondern auch seine Eisdecke mit sich zerren. Es ist leicht zu übersehen, wie sehr dieser ideelle Vorgang durch Nebenumstände beeinträchtigt werden muss; allenfalls würde bei ihm nicht mehr das Gletschereis das mechanisch wirksame sein, sondern die Muhre unter ihm.

Wenn das summarische Gefälle von Syltopparna bis Rüdersdorf aber auch ausreichte, eine Gletscherbewegung auf einfacher schiefer Ebene zwischen beiden Punkten aus hydraulischem Gesichtspunkt zu erklären, so würden die jetzigen topographischen Details in diesem Landstrich Europas eine solche Annahme unmöglich machen. Bestand damals die Ostseedepression, so musste in ihr die Fortbewegung des skandinavischen Eises und der Transport des Gletscherschuttes ein Ende nehmen; denn der bewegende Wasserstrom fand unter dem Eis einen Abzug westwärts, lief nicht bergauf nach Schlesien, und das Ostseebecken wäre die Grenze geworden zwischen den nordischen und mitteldeutschen Diluvialbildungen. Ich will die Consequenzen nicht weiter ausführen und hier mit dem Satz abbrechen: Die Inlandeistheorie in ihrem jetzigen, und selbst in beschränkterem Umfang ist unhaltbar, wenn sie nicht ein von dem gegenwärtigen völlig verschiedenes Relief der Ostseeländer voraussetzt oder als Ausgangspunkt wählt. Die Niveauschwankungen der Eiszeit sind nicht nur interessante Corollarien der Diluvialerscheinungen, sondern Vorgänge, welche zusammen mit klimatischen dieselben veranlassten und regelten. Ich glaube, dass Hébert sich einmal in ähnlichem Sinn ausgesprochen hat.

IV. Ablagerungen durch das Inlandeis.

Bevor wir das hochnordische Inlandeis verlassen und uns mit den Aenderungen des Wasserstandes in der Diluvialzeit beschäftigen, mögen einige Wahrnehmungen über das jetzige Eis des Nordens als geologisches Agens zusammengestellt werden, welche für die Beurtheilung diluvialer Bildungen von Interesse sind und in einem späteren Kapitel zu statten kommen.

Das Schuttmaterial, welches Hochgebirgsgletscher auf ihrer Oberfläche forttragen und endlich als Findlinge, Stirn- und Seitenmoränen liegen lassen, geht dem grönländischen Inlandeis ab, wenigstens bis dasselbe in die Defiléen der äusseren Randklippen tritt. Von Jensen's Nunatakker schleppte das Eis

zwar eine breite Moräne $^1/_4$ Meile südwestwärts (S. 179); da wo keine Klippen hervorragten, deren Detritus auf das Eis hätte fallen können, fand aber Nordenskjöld ausser Meteorstaub (Kryokonit) auf dem Binneneis kein Steinchen so gross wie eine Erbse. So müssen wir uns das ehemalige schwedische Binneneis vorstellen: selbst bei einer Mächtigkeit von nur ein paar hundert Metern hüllte es die rundlichen Granit- und Gneissberge fast ganz ein, denn dass diese damals wesentlich schroffere Formen gehabt hätten als jetzt, ist unwahrscheinlich, da ja schon die ältesten Sandsteine auf rundlich abrasirten Schichtenköpfen schwebend abgelagert worden sind, wie man z. B. bei Lugnås und am Kinnekulle sehen kann. Mag nun das schwedische Eis sich bis zum südlichsten nordischen Findling erstreckt oder viel weiter nördlich in ein Meer ergossen und in Eisberge aufgelöst haben, welche die Findlinge weiter trugen, auf dem Inlandeis können nur die wenigsten derselben transportirt worden sein, sondern in und unter ihm. Von den kantigen Findlingen, welche Nordenskjöld aussen vor dem Inlandeis auf abgerundeten Gneissbergen einzeln liegen sah, bemerkte er (S. 187), dass sie alle aus derselben Gneissart wie die unterliegenden Klippen bestanden und nicht weit transportirt sein mochten, »ein merkwürdiges Verhalten, welches anzudeuten scheint, dass, im Gegensatz zu bisherigen Annahmen, ein Stück vom Rand des Inlandeises in dessen untersten Lagen ebensowenig Bewegung stattfindet als in den grössten Tiefen des Meeres.« Dies steht in vollem Einklang mit der im Vorgehenden entwickelten Ansicht, dass ein eigentliches Fortschreiten des Inlandeises über den Untereisstromzügen stattfindet, während die zwischenliegenden Partieen so wenig vorrücken, dass sie am Rand abschmelzen können, ohne nur die Küste zu erreichen. Man darf sich desshalb auch nicht wundern, wenn am Saum des Inlandeises »weder grosse dauerhafte Moränen zu finden waren, noch Spuren von Sandåsar.« Die für das Diluvium wichtige Transportthätigkeit des Inlandeises haben wir in den Gletscherströmen und deren in die Fjorde geschobenen Eiszungen zu suchen. Letztere sind, wie Gletscherabbrüche zeigen, imprägnirt mit feinem lehmigem Detritus, Geschieben,

Geröllen, Blöcken; im Wasser der Gletscherströme ist Schlamm suspendirt. Dieses gesammte Material fällt der Drift anheim. Die eigentliche Grundmoräne füllt Vertiefungen unter dem Eis und im Bett des Untereiswasserstroms an solchen Stellen, wo dessen Geschwindigkeit so abnimmt, dass Geschiebe nicht mehr fortbewegt werden können; was davon den Fjord erreicht, lagert sich ab wie der Schuttkegel eines Wildbachs vor seiner Mündung in einen See[1]). Die petrographische Diagnose von »Grundmoräne« ist oft ganz unsicher. In »Geol. Beob. im Tessinthal« S. 72, 77, 79, 80, 82, 86, 90 habe ich darauf hingewiesen, dass Moränenschutt, Wildbachschutt, Lawinenschutt, Gehängeschutt u. dergl. Gebilde gleicher Construction sind. »Einzelne Steine mögen gekritzt sein — wie solche auch in gewöhnlichen Muhren vorkommen; andere abgerollt — wie Flussgeschiebe; die chaotische Hauptmasse der Grundmoräne aus abgekanteten Steinen, unaufbereitetem Schutt, Grand, Sand und Schlamm bestehend — wie Wildbachschutt, kann Becken umschliessen, in denen dieselben Materialien geschichtet sind, wie in Flüssen und Seen. Alle diese Verhältnisse lassen sich in partibus an den Grundmoränen und Bächen jetziger Gletscher wahrnehmen, auch auf den Böden schwindender. Handelt es sich aber darum, nach vereinzelten Aufschlüssen zu entscheiden, ob eine gegebene alte Schuttanhäufung glacialen, torrentiellen, fluviatilen oder lacustren Ursprungs sei, so ist eine befriedigende Antwort ohne Berücksichtigung vieler Nebenumstände oft nicht leicht; und wohl wenn dabei als Entscheidungsgründe nicht Voraussetzungen zur Geltung kommen, deren Richtigkeit gerade geprüft werden soll« (l. c. S. 78). Nordenskjöld sagt (Grönland S. 127): »Krossstensgrus, d. i. Lehm und Grus gemischt mit kantigen Steinbrocken, habe ich auf Spitzbergen und Grönland nicht nur unter den rein glacialen Bildungen getroffen, sondern auch auf dem niedrigen Vorland am Gebirgsfuss. Es bildet daselbst eigenthümliche, wassergetränkte, deutlich durch die Frühlingsfluth von den nächsten

---

[1]) Diese allmälige Auffüllung der Eisfjorde, von hinten nach vorne, mag auch ein Grund sein, wesshalb die grönländischen Schreitgletscher stossen, denn der Ausfluss des Untergletscherstromes wird dadurch nach aussen verschoben.

Berghöhen herabgeführte, im Uebrigen aber nicht von Wasserströmen bearbeitete Lager. Im Widerspruch mit dem, was skandinavische Geologen hervorgehoben haben, besitzt diese Bildung also durchaus keinen ausschliesslich glacialen Ursprung.« Ein dem schwedischen Krossstensgrus gleiches Gebilde habe ich im norddeutschen Tiefland noch nicht gesehen (wohl aber ähnliches in unseren Mittelgebirgen); den durch feineren Detritus cementirten Krossstensgrus von meist geringer Mächtigkeit, welcher die flachgerundeten, oft polirten und geschrammten Klipphügel Schwedens umzieht, halte ich aber für Grundmoräne des einstigen Inlandeises; und der Einwand, welchen Nordenskjöld gegen die glaciale Herkunft von Schuttanhäufungen geltend macht (Grönland etc. S. 126 [1]); Vegaexpedition II, S. 393), nämlich dass fast alle Steine derselben gleicher Herkunft aus der Nachbarschaft sind, scheint mir nicht überall stichhaltig, wie ich schon in »Geol. Beob. im Tessinthal« S. 81 f. zu zeigen gesucht habe. Denn der unter einem Gletscher transportirte Schutt wird auf seinem Weg zerrieben und verschwindet dadurch scheinbar zwischen neu hinzukommendem. Würde er aber auch nicht zerrieben, so verursacht jede neu hinzutretende Schuttportion eine procentale Abnahme des früher vorhandenen in der Gesammtmasse, zu welcher an einem gegebenen Punkt das zuletzt in einiger Ausdehnung überfahrene, zertrümmerte Gestein den auffälligsten Contingent liefert. Dies Verhältniss habe ich (l. c.) durch Beispiele aus dem Tessinthal erläutert.

In den Thälern weiter auswärts am Aulaitsivikfjord fand Nordenskjöld mächtige Lager eines feines Lehmschlammes mit Marlekor, welche oft eigenthümliche Salzwasserversteinerungen

---

[1]) Während fast zehnjährigen Aufenthaltes in Falun habe ich manchen reisenden Geologen nach dem von Nordenskjöld citirten Broddbofeld begleitet, aber nie die Ansicht aussprechen hören, dass die dasigen Blöcke in besonderer Beziehung zur Glacialtheorie stünden. Die merkwürdigsten dieser Blöcke, nämlich die Pegmatite mit den seltenen Mineralien, sind aber in der That herbeitransportirte Findlinge, denn in dem Gestein, worauf sie liegen, setzt solcher Pegmatit nicht auf. Er stimmt nicht einmal mit dem in $1/2$ und 1 Meile Entfernung, bei Kaararfvet und Finnbo, anstehenden Pegmatit völlig überein, welcher ähnliche Mineralien führt, aber in anderer Lokalassociation.

umschlossen und desshalb bei den Eskimos als Beweis für die Richtigkeit der Sündfluthlegende galten (S. 189). Dieser Lehm kann also nicht unter Gletscher abgesetzt sein, sondern erst vor demselben im Meer; er gehört also gleichfalls zu den Driftgebilden; beweist übrigens eine Hebung der westgrönländischen Küste (unter 68⁰ n. Br.) während der jetzigen dortigen Eiszeit.

Nach dieser Zusammenstellung sind die unmittelbaren Ablagerungen des Inlandeises recht geringfügige: einzelne Findlinge, liegen geblieben, wo das Inlandeis nicht weiter konnte und abschmolz; unbedeutende Stein- und Blockmoränen; eine dünne Decke von Grundmoräne (Krossstensgrus), worin Gesteine aus der Nachbarschaft vorherrschen, auf der hügeligen Klippunterlage; mächtigere, unterbrochene, Grundmoränenbänder entlang den von Eis maskirten Thalzügen. Eigentliche Lehmablagerungen von einiger Ausdehnung als unmittelbare Gletscherdeposita fehlen.

Die durch Drift vermittelten Ablagerungen des mit dem Inlandeis in's Meer transportirten Materials sind viel wesentlicher, und ihre heutige Ausdehnung von Grönland auswärts ist weiter als die der diluvialen skandinavischen Findlinge; die jetzige Südgrenze des Treibeises erreicht nämlich 40⁰ n. Br., jene der diluvialen erratischen Blöcke 49—50⁰. Beachtenswerth scheint, dass die Eisberge an der Westküste Grönland's viel weniger Steine verschleppen als das Treibeis der Ostküste, wo desshalb der Meeresgrund auch mit Blöcken dichter bestreut ist. An der Ostküste treten viele Gletscherströme aus dem alpinen grönländischen Strandgebirge, welches reichlicheren Schutt liefert als das von Inlandeis bedeckte Plateauland des Westens. Uebrigens steht Schutttransport durch Treibeis, insofern es Strandeis oder Grundeis ist, nur in mittelbarer Beziehung zur Gletscherthätigkeit, indem es durch Gletscher bis zum Meer geführten Schutt packt und weiter flösst. Selbst von der Ostsee kennt man viele Beispiele für solche Thätigkeit des Strandeises. Man hat die Newfoundlandbänke als Ablagerungen eistransportirten Schuttes bezeichnet; doch scheinen sie zum orographischen Bau von Labrador und Newfoundland zu gehören; und wenn auf den-

selben die meisten Eisberge beobachtet worden sind, so ist dies auch Folge der zahlreichen Beobachter, welche täglich dies Fahrwasser bereisen. Blockanhäufungen an grunden Stellen der Ostsee lassen sich wohl auch einfacher durch Drift erklären als durch unmittelbaren Gletschertransport. Nordenskjöld (l. c. S. 125) erklärt viele Schrammen durch Treibeis und Eisberge, welche entlang den Küsten und in den Fjorden trieben; an der Südostküste Norwegens vor Fredriksvärn u. a. O. sieht man zwar Schliffe entlang den Klippen, welche eine solche Deutung herausfordern, doch darf man auch hier nicht die Niveauänderungen vergessen. Gletscherschliffe sind immer noch eines der besten Kriterien für ehemalige Bedeckung einer Landstrecke mit Schreiteis; ganz ähnliche Schliffe können aber auf mannichfache andere Weise entstehen.

Wichtiger für die diluviale Bodenbildung als einzelne verschleppte Blöcke und Steine sind lehmige, sandige, grandige Einschlüsse des Eises, welche zusammen mit etwaigen Geschiebe- und Gerölleeinschlüssen während des Abschmelzens allmählich zu Boden fielen, und wohl am besten die Entstehung des Geschiebelehms erklären. (Petrographisch ganz ähnliche Gebilde können auch auf dem Land durch Umlagerung entstehen.)

Der feinste im Meerwasser suspendirte Schlamm setzt sich ab, wo Strömung und Wassertiefe den Niederschlag gestatten; desshalb brauchen marine Gletscherschlammsedimente nicht nothwendig von gröberen Driftablagerungen begleitet zu sein; und da Menge und Korn des vom Gletscherstrom in's Meer geführten Schlammes mit dem Quantum des Eisschmelzwassers, d. h. mit den Jahreszeiten, schwanken, so tritt auch in den Schlammsedimenten ein periodischer Wechsel ein. Dadurch erklärt sich die dünnblätterige Lagen-Struktur des glacialen Bänderthons (hvarfviglera), welcher häufig Mergelconcretionen, manchmal Meeresmollusken einschliesst, aber fast geschiebefrei sein kann.

Aus vorstehendem Resumé dürfte erhellen, dass die mit jetzigem Inlandeis in Zusammenhang stehenden Ablagerungen viel mehr der Drift Vertheilung und

Absatz verdanken, als unmittelbarer Gletscherwirksamkeit. Aber auch die Drifttheorie setzt Niveauschwankungen während und nach der Eiszeit voraus.

V. Ursachen der Niveauschwankungen.

Im ersten und zweiten Kapitel wurden Niveauschwankungen während der Eiszeit durch Strandsäume am Gotthard und Eulengebirge nachgewiesen; im dritten wurde durch die Bewegungsweise des Inlandeises auf die Unentbehrlichkeit der Voraussetzung solcher Schwankungen für die Glacialtheorie aufmerksam gemacht; im vierten der wesentliche Antheil der Drift an der Verbreitung des vom jetzigen Inlandeis geförderten Schuttes hervorgehoben, und daraus auf die Bedeutung diluvialer Drift geschlossen, welche ohne Niveauveränderungen nicht angenommen werden könnte. Ich komme jetzt auf die Niveauschwankungen selbst zu sprechen, und bedauere, dass mir der 2. Band von E. Suess »Antlitz der Erde« noch nicht zugänglich war, als ich dies schrieb.

Obwohl Niveauschwankungen der Erdoberfläche am leichtesten und unmittelbarsten an der Meeresküste wahrgenommen werden, muss man sich doch von dem Eindruck freimachen, als ob sie den Strandgebieten eigenthümliche Erscheinungen seien; sogenannte säculäre Hebungen und Senkungen lassen sich im Binnenland nur durch in langen Perioden wiederholte Präcisionsnivellements nachweisen, während das Meeresniveau an der Küste ununterbrochen von Tausenden beobachtet wird, welche an seinen Aenderungen ein unmittelbares praktisches Interesse haben. Auch der Satz, dass Niveauschwankungen in der Quartärperiode häufiger gewesen seien als früher, dürfte wohl zu viel behaupten; man braucht ja nur an die vielfachen Wechsel von Meer, Süsswasser und Land innerhalb Europa während der Tertiärzeit zu denken. Die Niveauschwankungen während der Eiszeit imponiren uns besonders deshalb, weil sie bis in die Jetztzeit hineingreifend die frischesten Spuren hinterlassen haben. Ebenso anfechtbar scheint die Lehre, dass Niveauschwankungen in den einmal vergletschert gewesenen Theilen der Erde so zu sagen endemisch seien. Abgesehen von

den Koralleninseln der Südsee und anderen allgemein bekannten Strandverschiebungen, habe ich selbst zwischen den Wendekreisen ein paar hierher gehörige Fälle beobachtet. Bei Corpus Christi, an der Mündung des Rio Nueces in die Lagunen des mexikanischen Golfs setzt mit einem 10 — 20 Meter hohen Bluff die Prairie gegen den flachen Strandsaum ab. Aus einiger Entfernung gleicht dadurch der Prairierand einer Strandlinie; eine solche konnte ich zwar nicht finden, wohl aber recente Meeresmuschelschalen. Das Gebiet gehört zur Port-Hudson-group, welche ja an und für sich als Beweis für junge Niveauschwankungen am Golf gilt. Sowohl an der Houtebay, südlich von Capstadt, als zwischen Sandwichhafen und Walfischbay (an der SW.-Küste Afrika's) habe ich Beweise für eine, bis 23 Meter betragende, neuere Senkung der Strandlinie gefunden (Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1887, Heft 1; Petermann's geogr. Mittheilungen 1887, Heft 7, S. 208). Von den in der Sandwüste einzeln vorkommenden abgerollten Schalenfragmenten, die bis 300 Meter ü. M. noch 20 Kilometer westlich von Sandwichhafen vorkamen, will ich hier gar nicht reden, denn sie scheinen vom Wind gejagt [1]. —

Aenderungen des Wasserstandes können veranlasst sein durch: Aenderung des Wasservolumens auf der Erdoberfläche, Aenderung des Quadratinhaltes der Erdoberfläche, Verschiebung des Wassers in Folge veränderter Attraction, oder in Folge von Sedimenten, oder von partiellen Hebungen und Senkungen der Erdkruste, ferner durch Combination dieser Ursachen.

[1]) Der Namiebboden im Hinterland der Walfischbay (Peterm. Mitth. l. c. S. 204 f.) erinnert durch seine Gyps- und Salzeinlagerungen und Nässgallen an »Schlier«. Ich habe darin zu einer Entfernung von 100 Kilometer von Walfischbay und 700 Meter M. H. vielfach graben lassen, ohne Versteinerungen zu finden; dagegen bekam ich ein paar Schalenfragmente von Natica und Conus (und lieferte sie der deutschen Colonialgesellschaft für Südwestafrika ab), welche beim versuchten Herstellen eines Brunnens zu Tsaukeib, zwischen Angrapequena und Bethanien, im Namiebboden 12′ unter Oberfläche, gefunden worden waren. Im Hinterland von Angra bin ich nicht gewesen; Bethanien liegt nach Th. Hahn's Karte 3294′ engl. ü. M.

Aenderungen des Wasservolumens.

Das flüssige Wasserquantum auf Erden könnte vermindert werden: durch Absorption hygroskopischer Gesteine, durch chemische (Gesteinsverwitterungs- u. a.) Processe, bei denen Wasser chemisch gebunden wird, durch das organische Leben; vermehrt: durch Niederschlagen des in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampfes, durch Freiwerden und Hervortreten des in schmelzflüssiger Erdmasse gebundenen Wassers.

Ueber die hygroskopische Capacität der die Erdkruste zusammensetzenden Gesteine haben Delesse, Daubrée u. A. Untersuchungen angestellt (N. J. f. Min. 1862) und gefunden, dass dieselbe zur Absorption durch die Gesteine von allem auf der Erde, flüssig und in Dampfform, befindlichen Wasser ausreichen würde. Doch glaube ich, dass die bei Gegenwart von Wasserdampf aus Schmelzfluss erstarrten plutonischen und vulkanischen Gesteine soviel Wasser zurückhalten können, als Delesse u. A. als hygroskopisches auch in den frischesten nachwies; denn es ist nicht abzusehen, wesshalb sie mehr Wasser fahren lassen sollten als der Temperatur und dem Druck beim Erstarren entspricht, um es dann, bei unverändertem Druck und Temperatur, als hygroskopisches wieder aufzunehmen [1]).

Chemisch absorbirtes Wasser an der Erdoberfläche ist vor allem in Hydraten der Sedimentgesteine zu suchen; in unserem Fall, wo es sich nur um Wasserabsorption während der Eiszeit handelt, besonders in diluvialen Lehmen und Thonen. Absorbirten solche 5 Gewichtsprocente, oder bei einem spec. Gew. von 2,2 11 Volumprocente Wasser und wären sie über die ganze Erde im Mittel x Meter tief abgelagert, so hätte durch die Absorption die Tiefe des Meeres (73 pCt. der Erdoberfläche) um $\frac{0,11}{0,73}$ x = 0,15 x

[1]) Auch Reyer, Tschermak, Lemberg sind Delesse's Ansicht, welche besonders Trautschold weiter entwickelt hat. Trotz des obigen Einwandes gegen dieselbe scheint sie mir eine für die Entwickelungsgeschichte der Erde bedeutungsvolle, sobald sie viel weiter fortgeschrittene Abkühlung der Erde voraussetzen darf, als in der kurzen Periode der Eiszeit eintreten konnte.

abgenommen [1]). (Gleichzeitig aber wäre die Meeresoberfläche um x in die Höhe geschoben worden; daher ganze Niveauänderung derselben x — 0,15 x = 0,85 x. Um diesen Betrag hätte sich also der Wasserstand gehoben, und von einer Senkung desselben aus angegebenem Grund könnte nicht die Rede sein, selbst wenn die wirklichen Zifferwerthe von den hier angenommenen sehr abwichen.)

Wasserabsorption durch organisches Leben kann nicht in's Gewicht fallen; denn das während des Wachsthums der Organismen festgelegte Wasser wird bei ihrer Verwesung wieder frei, und so lange keine bedeutende Aenderung in Qualität und Quantität des organischen Lebens eintritt, kann auch kein Sprung im Kreislauf des von ihm beanspruchten Wassers eintreten. Allenfalls dürfte die in den Organismen der ganzen Erde steckende Wassermenge, in das Meer gegossen, dessen Stand kaum um Millimeter erhöhen.

Nach Vorstehendem dürfen wir annehmen, dass während der (geologisch) kurzen Quartärperiode eine sichtliche Verminderung des Wasserstandes weder durch hygroskopische, noch durch chemische Absorption, noch durch das organische Leben stattgefunden hat.

Der in der Atmosphäre enthaltene Wasserdampf [2]) kann höchstens zu 27430 Kubik-Kilometer Wasser oder 53 Kilo-

---

[1]) Absorption von Oberflächenwasser durch Hydratbildung in der Erdkruste kann nur soweit stattfinden, als atmosphärische Wässer eindringen, jetzt (nach folgendem) zu etwa 3500 Meter Tiefe. Sie ist hier nicht berücksichtigt, darf aber nicht vernachlässigt werden, wenn es sich um längere geologische Perioden handelt. Der Gotthardtunnel steht auf 3 pCt. seiner ganzen Länge, bis 1700 Meter u. Obfl., in zersetztem Silikatgestein. 7478 — 7540 v. Nordportal stand z. B. zerrütteter, meist lettig zersetzter, Glimmergneiss an. Der zerrüttete, aber äusserlich noch frische, hatte spec. Gew. 2,71, verlor durch Glühen 0,41 pCt., saugte ohne messbare Volumänderung 1,95 pCt. Wasser ein; der ganz zersetzte hatte spec. Gew. 2,77, verlor 1,87 pCt., saugte 11,1 pCt. Wasser ein, wobei er 2,9 pCt. lineär blähte. Beim Mischen von 28 Gramm desselben mit 52 Gramm Wasser erwärmte sich der Brei von 6^0 auf 6,5^0 (Geologische Tabellen und Durchschnitte des gr. Gotthardtunnels, Nordseite; S. 187).

[2]) Aus Bl. I (Jahresisothermen) in Hann's »Atlas der Meteorologie« habe ich als mittlere Lufttemperatur an der Erdoberfläche, im Meereshorizont, 14,6^0 gezogen, welcher eine absolute Feuchtigkeit von 12,35 Millimeter ent-

gramm über jedem Quadratmeter Erdoberfläche angenommen werden. Völlig niedergeschlagen würde er eine 0,053 Meter dicke Wasserhülle um die, ohne Erhöhungen gedachte, Erdoberfläche bilden; oder den Wasserstand des Meeres um $\frac{0{,}053}{0{,}73} = 0{,}073$ Meter steigern, wenn man die Vertheilung von Wasser und Land gleich der jetzigen annimmt (73 pCt. Wasser, 27 pCt. Land). Durch eine Temperaturabnahme an der ganzen Erdoberfläche von 1^0 würde der Wassergehalt der Atmosphäre pr. Quadratmeter Erdoberfläche auf 49,59 Kilogramm sinken; also ein Niederschlag von 3,44 Kilogramm = 0,0034 Meter Höhe über die ganze Oberfläche oder 0,0047 Meter über die Meeresfläche resultiren. Es erhellt hieraus, dass Temperaturänderungen in einer so kurzen geologischen Periode wie die seit der Eiszeit und Jetztzeit, keine Aenderungen im Wassergehalt der Atmosphäre und im Wasserstand des Meeres veranlassen könnten, welche den an einzelnen Orten beobachteten nahe kämen, — sofern man vom zeitweiligen Verschlucken der Gletscher durch die Atmosphäre absieht, worüber weiter unten.

Eine jede vulkanische Eruption ist mit dem Ausstossen von Wasserdämpfen verknüpft, manche mit dem Erguss von Wasserströmen. Das Wasser, welches als Dampf sogar noch aus der erstarrenden Lava tritt, also in der schmelzflüssigen absorbirt gewesen zu sein scheint (siehe oben unter hygroskopischem Wasser), kann atmosphärisches sein, das zwischen oben und unten cirkulirt, ohne den Wasserstand an der

---

spricht. Nimmt man die mittlere relative Feuchtigkeit an der ganzen Erdoberfläche = 75 pCt. an, so ist also der mittlere Dampfdruck an derselben 9,26 Millimeter. Nach einer Untersuchung Hann's (Zeitschr. d. österr. Ges. f. Meteorologie, 1874, S. 193) ist das Dampfquantum der Atmosphäre, bis zur Höhe h, über 1 Quadratmeter Fläche: $Q = \frac{0{,}0010582}{1 + \alpha t'} \cdot p_0 \cdot 2830 \left(1 - 10^{-\frac{h}{6517}}\right)$, wenn t' die mittlere Temperatur der Luft in der Säule von h Meter Höhe bedeutet, p_0 die Dampfspannung an der Erdoberfläche, α den Ausdehnungscoëfficienten der Luft. Durch Einsetzen der vorgehenden Zifferwerthe folgt für h = 10000 Meter: Q = 27,94 Kilogramm; und für eine Höhe der Atmosphäre, wo die Temperatur — 272.5^0 beträgt: Q = 53,03 Kilogramm. Sinkt die Lufttemperatur der Erde von $14{,}6^0$ auf $13{,}6^0$, so werden diese Ziffern resp. 26,29 Kilogramm und 49,59 Kilogramm (Temperaturabnahme $0{,}5^0$ pr. 100 Meter Höhenzunahme angenommen).

Oberfläche bleibend zu ändern; es kann aber auch Wasser sein, welches einem Theil der inneren Erdmasse so lange angehörte, bis sich daselbst Zusammensetzung, Aggregatzustand, Temperatur und Druck so weit änderten, dass das Wasser nicht mehr zurückzuhalten war. Nach Studer's »Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie« II, S. 41 vermag das atmosphärische Wasser zur sogenannten »unteren Wassergrenze« in 2,6 Meilen Tiefe einzudringen, wo die Temperatur 594⁰ betrüge. Diese Gleichgewichtsberechnung zwischen hydrostatischem Druck und Dampfspannung lässt jedoch, wie viele ähnliche in der Geologie, unberücksichtigt, dass das Wasser in den engen Spalten, durch welche es in's Erdinnere dringt, durch Adhäsion und Reibung den grössten Theil seines effectiven hydraulischen Arbeitsvermögens einbüsst. Durch Beobachtung der Sprungweite von Wasserstrahlen [1]), welche im Gotthardtunnel eben angebohrt waren, habe ich ermittelt, dass die effective Druckhöhe von Wasserfäden, welche 166 bis 765 Meter überliegendes Gebirge durchdrungen hatten, nur $1/2$ pCt. von der theoretischen betrug. Führen wir diesen Coëfficienten in die (Studer l. c.) aufgestellte Formel [2]) für die Temperatur an der unteren Wassergrenze ein, so ergiebt sich für dieselbe nicht 594^0 sondern 116^0, welcher eine Tiefe von nur 10918′ = 3548 Meter entspricht, anstatt l. c. ermittelter 60152′ = 2,6 geogr. M. (Ich habe hierbei den Wärmezunahmegradienten 103′ für 1^0 und

[1]) Am 12. Oktober 1873 trat z. B. bei 442,6 Meter vom Südportal ein Wasserstrahl mit $8,5^0$ unter 0,6 Meter Druck hervor, während das überliegende, quellreiche Gebirge 165,5 Meter Höhe hatte; Ende Oktober bei 470 Meter ein solcher unter 1,6 Meter Druck, bei 178 Meter überliegendem Gebirge. Am 19. November 1874 bei 1225 Meter ein von der linken Sohlenecke in die rechtseitige First spritzender Strahl von 4—5 Centimeter Dicke mit $14,7^0$, unter > 2 Meter Druck, bei 765 Meter überliegendem Gebirge. (Siehe »Geologische Tabellen und Durchschnitte über den grossen Gotthardtunnel« Südseite, S. 21, 22, 23). Der effektive Druck der Wasserstrahlen betrug also nur 0,36 pCt. 0,9 pCt., > 0,26 pCt., im Mittel $1/2$ pCt. von der gegebenen Druckhöhe.

[2]) Nämlich $\left(1 + 0{,}7153 \cdot \frac{t - 100}{100}\right)^5 = \frac{103\,[t - 10]}{32}$. Die linke Seite ist Arago's und Dulong's Ausdruck für Dampfdruck in Atmosphären bei Temperatur t; in der rechten bezeichnet: 103′ die für 1^0 Temperaturzunahme erforderliche Tiefe, 10^0 die Temperatur an Oberfläche, 32′ die Höhe der Wassersäule von 1 Atm. Druck.

die Oberflächentemperatur = 10° beibehalten.) Nehmen wir auch an, dass das Wasser durch poröse Gesteine, trotz Gegendruckes, noch tiefer eindränge (wie es ja nach DAUBRÉE durch eine Sandsteinplatte in Dampfkessel dringt, trotz des von innen auf die Sandsteinplatte wirkenden Dampfdruckes), so muss diese Quasiendosmose doch aufhören, sobald die innere Temperatur ausreicht, die Gesteine in Schmelzfluss zu versetzen, d. h. in schmelzflüssigen vulkanischen und plutonischen Massen etwa enthaltenes Wasser kann nicht atmosphärisches, in die Erde gesaugtes sein. Und wird es bei der Eruption frei, so vermehrt es das auf der Erdoberfläche befindliche Wasserquantum. Ich vermag nicht abzuschätzen, welche Aenderung des Wasserstandes daraus in einer gegebenen Zeitperiode resultirt. Eine Erhöhung des Meeresspiegels von 1 Millimeter aus diesem Grund, setzt aber die Ejection von 379 Kubik-Kilometer Wasser aus dem Erdinnern voraus, d. i. $^1/_{73}$ soviel als die ganze Atmosphäre in Dampfform enthält (bei Eruptionen herausgeschleudertes atmosphärisches Wasser, welches in den Canälen aufgespeichert war, ist hier nicht gemeint).

Hiernach tritt sowohl durch dauernde Abkühlung der Atmosphäre, als durch Ejection aus dem Erdinnern eine langsame Vermehrung des flüssigen Wassers auf der Erdoberfläche ein. Beide Ursachen der Wasservermehrung lassen sich auf die Erkaltung der Erde als letzten Grund zurückführen. Die gleichzeitige Verminderung des Wassers durch hygroskopische und chemische Absorption und organisches Leben kann nach Obigem wenigstens nicht ersichtlich werden; desshalb dürfen wir annehmen, dass während und nach der Eiszeit keine Abnahme, eher eine unmerkliche Zunahme des flüssigen Wassers auf der Erdoberfläche stattgefunden hat. Und mit Hinsicht auf die hier zu behandelnden grossen Niveauschwankungen gilt wohl immer noch BISCHOF's Ausspruch (»Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie« 1863. I. S. 477): »Während des unzweifelhaft sehr langen Zeitraumes, in welchem die Temperaturverhältnisse der Erdoberfläche sich nicht wesentlich geändert haben, ist auch die ganze Wassermasse auf derselben constant geblieben.«

Aenderung des Quadratinhalts der Erdoberfläche.

Eine Verminderung des Inhalts der Erdoberfläche bei unveränderter Wassermasse hat Erhöhung des Wasserstandes zu Folge und umgekehrt. Beträgt die Aenderung des Erd-Radius α r, so ist das Verhältniss der geänderten Oberfläche zur ursprünglichen $= \left(\frac{r \pm \alpha r}{r}\right)^2 = \frac{1 \pm 2\alpha}{1}$; und das Verhältniss der resp. Wasserstände (d. h. hier mittleren Wassertiefen) $\frac{1}{1 \pm 2\alpha}$. Eine Aenderung des Radius um α hat eine Aenderung der Rotationsgeschwindigkeit, d. i. des Sterntags, von 2α zu Folge. Der Sterntag hat aber nach Laplace (Connaissance des temps, 1820) seit Hipparch, d. i. in den letzten 2000 Jahren, nicht um 0,01″ abgenommen; in 200000 Jahren[1] also nicht um 1″ oder $\frac{1}{86400} =$ 0,000012 Umdrehung, welcher Abnahme $\alpha = \frac{1}{172800} =$ 0,000006 entspricht.

Also kann in den letzten 200000 Jahren eine Aenderung des Wasserstandes von höchstens 0,000012 des ursprünglichen aus diesem Grund eingetreten sein. Nimmt man die Tiefe des über die ganze Erdoberfläche gleichmässig vertheilt gedachten Meeres = 2520 Meter an[2]), so kann die Tiefenänderung $\pm$ 0,030 Meter nicht übersteigen, und, wenn das Verhältniss zwischen Oberfläche von Land und Wasser unverändert blieb, die Aenderung des Meeresstandes nicht $\frac{\pm 0{,}030}{0{,}73} = 0{,}041$ Meter.

Man hat sich an die Vorstellung, dass mit Erstarren des Erdballes nothwendig Contraction desselben verbunden sei, so gewöhnt, dass man auch hier nur an Verminderung der Erdoberfläche oder Zunahme des Wasserstandes von höchstens 0,041 Meter denken wird. Auf den principiellen Theil dieser Frage werden wir bald zurückkommen; hier genügt es festgestellt

---

[1]) Diese Zahl wird hier eingeführt, weil vor ca. 200000 Jahren die Constellationen für Vereisung der nördlichen Hemisphäre besonders günstige gewesen sein sollen [Törnebohm, Grunddragen af Sveriges Geologi p. 119]. Gegenwärtig hat die südliche Hemisphäre 7 Tage längeren Winter als die nördliche.

[2]) Krümmel, Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume; S. 107.

zu haben, dass in den letzten 200000 Jahren durch Aenderung des Quadratinhaltes der Erdoberfläche keine merkbare Aenderung des Wasserstandes eingetreten sein kann.

Verschiebung des Wassers auf der Erdoberfläche.

Suess hat durch seinen Hinweis auf die Möglichkeit periodischer Wasseransammlungen an den Erdpolen in Folge von Veränderungen der Schwere, welche durch Schwankungen der Centrifugalkraft oder Rotationsgeschwindigkeit veranlasst sein könnten, und durch veränderte Sterntagszeit angezeigt werden müssten, den Erklärungsversuchen der Niveaufrage einen neuen Weg angezeigt. Da nach der oben citirten Berechnung von Laplace in den letzten 2000 Jahren keine merkliche Aenderung der Sterntagszeit eingetreten ist, so können auch Rotationsgeschwindigkeit, Centrifugalkraft, Schwere, Abplattung der Erde durch mehr oder weniger Wasser, nicht merklich alterirt worden sein. Dies für einen längeren Zeitraum, von z. B. 200 000 Jahren, dennoch a priori anzunehmen, scheint aber gewagt; denn wenn kosmische Erscheinungen, welche auf die innere Entwickelungsgeschichte der Erde von Einfluss sein können, zu den mächtigsten geologischen Beweismitteln gehören, so kann man nicht umgekehrt aus einem geologischen Vorgang auf die Existenz eines kosmischen schliessen, welcher ersteren zwar erklären würde, gleichzeitig aber in seinen Ursachen und Wirkungen weit über das Irdische hinaus bemerklich sein müsste, oder an und für sich unerklärt bleibt.

Hann ist es wohl zuerst gelungen, die theoretischen Einzelfolgerungen auf Geoiddeformationen, welche man aus Schweredifferenzen an verschiedenen Punkten der Erdoberfläche gezogen hatte, zusammenzufassen und zugleich einen Weg zu zeigen, durch Rechnung »gewisse beträchtliche Unregelmässigkeiten im Meeresniveau« direkt aus Schweremessungen, mit Hülfe der Bouguer'schen Formel, zu ermitteln. (Mitth. d. K. K. Geogr. Ges. Wien 1875.) Es ist für unsere Frage nicht nöthig, auf die Resultate Hann's und ihre Ableitungsweise näher einzugehen. Es genügt hier zu wissen, dass die Schwankungen der Geoidform theilweise mit

Aenderungen der Massenvertheilung auf der Erde zusammenhängen, und zwar sowohl mit Schwankungen der Lithosphäre, als mit solchen der Hydrosphäre. Auf letztere werden wir gleich zurückkommen; hinsichtlich der Lithosphäre liegt aber unsere Frage so: wir wollen ermitteln, ob die Niveauschwankungen Folge von Hebungen und Senkungen der Erdkruste sind, oder Folge von Wasserverschiebungen auf derselben. Wasserverschiebungen sind aber (an dieser Stelle der Frage) Folge von Hebungen und Senkungen, also ein Beweis für solche. Die durch Vertikalverschiebung einzelner Theile der Lithosphäre verursachten Niveauschwankungen können durch die gleichzeitige Aenderung der Massenattraction des Festen auf das Flüssige, d. h. durch die damit zusammenhängende Geoiddeformation, im einen Fall vermehrt, im anderen vermindert, vielleicht gar annullirt werden. Desshalb erschweren Geoiddeformationen die Erkenntniss und die Beurtheilung des Maasses partieller Hebungen und Senkungen der Erdkruste.

Verschiebung des Wassers durch Gletschereis (Schwankungen der Hydrosphäre). Diese von Adhémar herrührende, durch Croll und viele andere entwickelte, von Penck erschöpfend ausgenutzte Theorie ist neuerlich durch E. von Drygalski so nüchtern und gründlich erörtert worden (»Die Geoiddeformationen der Eiszeit«; Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, XXII. Band, 3. und 4. Heft, 1887), dass ein Resumé seiner Resultate viele Worte entbehrlich macht. Nämlich: 1) Durch theoretisch mögliche Verschiebungen des Horizontes kann keine Verstärkung oder Schwächung in der erodirenden Thätigkeit der Flüsse hervorgerufen sein, welche zur Erklärung von Seebildung ausreichte. 2) Die Herausbildung der heutigen Stromläufe und Richtungen in Norddeutschland geschah auf Grund von Bodenbewegungen, da die heutige Hydrographie mit dem heutigen kontinentalen Gefälle durchaus im Einklang steht. 3) Die Umkehr des Farmington-Valley in Connecticut war z. Th. durch Verschiebung des Horizontes veranlasst, hauptsächlich aber durch Bodenschwankungen, die in der Umgegend des Thales nachweisbar sind. 4) Die Differenzen in der Höhe des alten Meeresspiegels

können nicht durch ungleich starke Attraktion des Inlandeises erklärt werden, weil eine viel zu grosse Mächtigkeit dazu erforderlich ist (Skandinavien, Grönland). 8) Der hohe Meeresstand war nur möglich, wenn man für die nördlichen Inlandeismassen eine Mächtigkeit von ca. 10000 Meter zugestehen will, da es sonst unerklärlich bleibt, warum sich der hohe Meeresstand auf die alten Gletscherbezirke beschränkt hat. 7) Der hohe Meeresstand setzt auch Abschmelzen der heutigen antarktischen Eismassen bis zu einer Mächtigeit von ca. 7000 Meter voraus, welche Mächtigkeit der heutigen Eismassen am Südpol fraglich ist. 5) Mächtigkeitsdifferenzen im Inlandeis reichen nicht zur Erklärung der grossen beobachteten Niveauunterschiede aus. 6) Erklärung des hohen Meeresstandes durch Bewegungen der Hydrosphäre setzt partielle Verhüllung der Küsten durch Eis voraus, weil sonst das Fehlen gleich hoher Meeresspuren in den benachbarten Gebieten räthselhaft bleibt. 9) Der hohe Meeresstand muss bei einer möglichst grossen Entfaltung der Gletschermassen angenommen werden. 10) In Schottland, dem mittleren Schweden, bei Christiania ist er aber in vorgeschrittenen Stadien des Gletscherrückzuges eingetreten und kann durch Bewegungen der Hydrosphäre um so weniger ursächlich begründet werden, als die erforderte Mächtigkeit alles, was Beobachtungen darüber gelehrt, um mehr als das Dreifache übertrifft. In Summa: Bewegung der Hydrosphäre sind nicht im Stande die Thatsachen zu erklären.

Gehört das Gletschereis ganz zur Hydrosphäre? Dies ist eine Zwischenfrage, durch die Annahme von Drygalski's und seiner Vorgänger veranlasst, dass das am Südpol schwindende Eis einen Theil des Wassers geliefert habe, welches zur Erhöhung des nördlichen Meeresstandes mit erforderlich war. Die Ablagerung von Inlandeis erfolgt aber aus der Atmosphäre, und das schwindende Eis geht in die Atmosphäre zurück, sei es direkt, sei es nach seiner Auflösung im Meer. Desshalb dürfen wir das Gletschereis ebensowohl der Atmosphäre zuzählen als der Hydrosphäre; — das ist aber nebensächlich. Hauptsache bleibt, dass das Eis von dem einen Pol zum anderen theilweise durch die Luft wandern kann (wenn auch mit vielen Stationen, wo es

zeitweilig zu Wasser wird), ohne die Wassermasse des Meeres durch sein ganzes Volumen bleibend zu vermehren. Dadurch kommt einer der Summanden zur Erzielung hoher Meeresstände im Norden während der Eiszeit theilweise in Wegfall, und Bewegungen der Hydrosphäre sind dann noch weniger im Stande »die Thatsachen zu erklären«. Auf weitere Erörterungen des meteorologischen oder klimatologischen Theiles dieser Frage kann ich hier nicht eingehen; es scheint mir, dass Woeikof's Untersuchungen über das Fehlen von Gletschern in Sibirien zu einer befriedigenden Antwort derselben führen müssen. Wenn grosse Feuchtigkeit der Luft und eine Temperatur wenig unter 0° die Bildung von Inlandeis am meisten begünstigen, so dürften demselben reichliche wässerige Niederschläge in etwas wärmeren Zonen parallel gegangen und jene Wasserfluthen erzeugt haben können, welche die Diluvialzeit vielleicht ebensowohl kennzeichnen, als Eis.

Verschiebung des Wassers durch Sedimente. Betrachtet man das Landeis als Theil der Hydrosphäre, so stellt es in Beziehung auf das Meereswasser ein negatives Sediment vor (wenn diese Ausdrucksweise gestattet ist), d. h. einen aus dem Meer gezogenen Massentheil, dessen Entfernung Verminderung des Wasserstandes zu Folge hat. Bei den Berechnungen der Geoiddeformation durch Gletscher wird es in diesem Sinn berücksichtigt. Vom Land in das Meer gespülter Detritus jeglicher Art, sei er abgesetzt oder noch schwebend, verdrängt umgekehrt ein gleiches Volumen Wasser aus seinem Bett und veranlasst höheren Wasserstand. Nehmen wir mit Penck (»Schwankungen des Meeresspiegels«; Jahresbericht der geogr. Gesellschaft in München 1880/81, S. 65) eine Abrasion des Landes von etwa 1 Meter in 10000 Jahren an, so würde in 200000 Jahren der Meeresstand um ca. 14,54 Meter durch eingespülte Sedimente erhöht werden können, oder nach Abzug von höchstens 11 Volum-pCt. chemisch gebundenen Wassers (S. 36) um 12,94 Meter. Selbstverständlich könnte auch diese Massenumlagerung eine kleine Geoiddeformation zu Folge haben. Zu beachten ist aber, dass diese Erhöhung des Wasserstandes nicht der Eiszeit angehört, sondern den späteren 200000 Jahren.

Die von VON DRYGALSKI u. a. erwähnten möglichen Aenderungen der Erdform durch den erst wirkenden, dann aufgehobenen Druck des Eises können wir hier übergehen, desgleichen das vermuthete Heraufziehen der Geotherme und die dadurch vermehrte Nachgiebigkeit des gedrückten unterliegenden Gesteines. Sollten derartige Wirkungen bemerkbar sein, so könnten sie zur Erklärung der Bewegungen in der Lithosphäre mit verwendet werden, wovon weiter unten die Rede ist. Allenfalls aber müssen solche, dem ruhenden Eis zugeschriebene Wirkungen viel geringfügiger sein, als die entsprechenden von Gesteinssedimenten, welchen die Eisdeposita weder an Ausdehnung, noch Mächtigkeit, noch Gewicht gleichkommen, und deren dynamischer und thermischer Einfluss auf die mechanischen und chemischen Vorgänge in der Erdkruste nimmer unterschätzt werden sollte.

Den erwärmenden Einfluss von Eis auf seine Unterlage und das dadurch bewirkte Heraufziehen der Geotherme dagegen scheint man wenigstens zu überschätzen. Eine 1000 Meter mächtige horizontale Gesteinsschicht ist unten etwa 31,7^0 wärmer als oben; eine ebenfalls 1000 Meter dicke Eisschicht besitzt dagegen durch ihre ganze Masse eine Temperatur von 0^0 oder weniger. Ruht sie auf Boden, welcher an und für sich kälter ist als 0^0, so vermag sie dessen Fläche höchstens bis 0^0 zu erwärmen, und dementsprechend geringfügig ist das Heraufziehen der Geotherme, welche sich überdies in nicht gar grosser Tiefe wieder ausebnet; ruht das Eis auf Boden wärmer als 0^0, was bei allen Schreitgletschern zutrifft, so drückt es die Geotherme hinab, anstatt sie heraufzuziehen.

Combinirte Ursachen.

Bevor wir die durch Hebungen und Senkungen von Theilen der Erdkruste hervorgebrachten Niveauänderungen betrachten, wollen wir nochmals die bisher behandelten, von der Wassermasse ausgehenden resumiren. Dabei wird sich herausstellen, wie durch Combination verschiedener Ursachen der Schlusseffekt vermehrt oder vermindert werden kann.

a) Veränderung der Wassermasse:

Verminderung durch hygroskopische Absorption; seit Eiszeit = 0 zu setzen.

» » chemische Absorption; 0,11 der Höhe entstandener thoniger Sedimente.

» » organisches Leben; seit Eiszeit = 0.

Vermehrung durch Abkühlung der Atmosphäre; für 1° Abkühlung 0,0047 Meter höherer Wasserstand des Meeres.

» » Ejection aus dem Inneren; zur Erhöhung des Wasserstandes um 1 Millimeter ist die Ejection von 379 Kubik-Kilometer Wasser erforderlich.

Summa[1]: Wassermasse hat seit der Eiszeit nicht merklich zu- oder abgenommen.

b) Verschiebung des Wassers:

Erhöhung des Meeresstandes durch Verminderung der Erdoberfläche in den letzten 200000 Jahren höchstens 0,041 M.

» » durch Sedimente in gleicher Zeit höchstens 12,94 Meter.

Oscillationen » durch Geoiddeformationen unbedeutender als die wahrnehmbaren Strandverschiebungen, verwirren die Erkenntniss von Hebungen und Senkungen der Erdkruste.

Facit: unbedeutende Erhöhung des Meeresstandes über die ganze Erde noch am wahrscheinlichsten.

---

[1]) Ausser den hier angegebenen Ursachen für Schwankungen des Wasserstandes könnte man vielleicht noch Temperaturänderungen nennen. Bei der jetzigen Temperatur des Meerwassers von 3,8° [Krümmel] würde sowohl Erkältung als Erwärmung der ganzen Masse um 1° den Stand des 3438 Meter tiefen Meeres um etwa 0,034 Meter erhöhen. In Wirklichkeit eintretende partielle Temperaturänderungen führen aber zu ganz anderen Resultaten.

Hebungen und Senkungen einzelner Theile der Erdkruste.

»Die sichtbaren Dislokationen in dem Felsgerüste der Erde sind das Ergebniss von Bewegungen, welche aus der Verringerung des Volumens unseres Planeten hervorgehen«, sagt SUESS im I. Bd. S. 143. Verringerung des Erdvolumens durch Abkühlung gilt fast als ein Axiom, an dessen Unumstösslichkeit zu zweifeln verpönt ist; nichtsdestoweniger dürfte gestattet sein, sich eine Vorstellung über den Vorgang der Volum-Verringerung zu bilden zu suchen. Die Erde hat das spec. Gew. 5,7; der uns bekannte Theil ihrer Kruste das Gewicht 2,5; ihr Inneres muss das Gewicht eines Schwermetalls besitzen. Unter allen Schwermetallen ist Eisen das verbreitetste und fast das einzige, welches in metallischem Zustand mit Eruptivmassen direkt aus dem Erdinneren gekommen ist (Eisen von Ovifak im Basalt); nehmen wir deshalb einen Augenblick an, das Erdinnere bestände überwiegend aus metallischem Eisen vom spec. Gew. 7,5, dann ist der Radius der aus Eisen bestehend gedachten inneren Kugel = 0,86 vom Erdradius. Eisen gehört zu den Metallen, welche sich beim Festwerden ausdehnen; und zwar berechnet sich aus dem in der Technik üblichen lineären »Schwindmaass« des Gusseisens, nämlich 0,0104, aus einer Schmelztemperatur von 1200^0 und einer Längenausdehnung des festen von 0,0000133 pr. 1^0 C., der Erstarrungsausdehnungscoëfficient desselben zu 0,00556. Nach ALEXEJEFF (Nature XXVI, 138) ist das spec. Gewicht von geschmolzenem Stahl 8,05; das spec. Gewicht von Gussstahl, 7,83—7,92, kann im Mittel zu 7,875 angenommen werden; daraus folgt Ausdehnungscoëfficient beim Erstarren von geschmolzenem Stahl: 0,00725. Wir können also $\frac{0,00556 + 0,00725}{2} = 0,0064$ als ungefähren Coëfficienten für die lineäre Ausdehnung beim Erstarren kohlenstoffhaltigen Eisens annehmen. Nach BISCHOF zieht sich glasig erstarrender Basalt lineär 0,0174 zusammen, krystallinisch erstarrender dagegen 0,03487.

Legen wir diese Coëfficienten der Abschätzung von Ausdehnung oder Zusammenziehung zu Grunde, welche die (diesmal) aus eisernem Kern und Silikathülle gedachte Erde beim Erstarren erleiden möchte:

Ausdehnung des Kernes	$0{,}86 \times 0{,}0064 = + 0{,}0055$
Contraction der Hülle	$0{,}14 \times 0{,}0174 = - 0{,}0024$
Bleibt Ausdehnung, wenn die Hülle glasig erstarrte	$= + 0{,}0031$
Oder: Ausdehnung des Kernes	$0{,}86 \times 0{,}0064 = + 0{,}0055$
Contraction der Hülle	$0{,}14 \times 0{,}0387 = - 0{,}0049$
Bleibt Ausdehnung, wenn die Hülle kryst. erstarrte	$= + 0{,}0006$

Auf die erhaltenen Zifferresultate will ich kein Gewicht legen, denn die in Rechnung geführten Zahlen sind anfechtbar; aber dennoch zeigt dies einfache Exempel, dass beim Erstarren der Erde ebensowohl Zusammenziehung als Ausdehnung stattfinden konnte, dass erst die algebraische Summe beider Bewegungen den Effekt bezeichnet, und dass wir nicht berechtigt sind, der eben erstarrten Erde ohne Weiteres ein kleineres Volumen zuzuschreiben, als der noch in Schmelzfluss befindlichen.

Es wäre zwecklos, hier auf die verschiedenen Theorieen des Erstarrungsvorgangs der Erde einzugehen; aber eines möchte ich erwähnen: in der Regel erhöht zunehmender Druck den Schmelzpunkt, ausgenommen bei Körpern, welche geschmolzen dichter sind als fest. Diese Ausnahme tritt ein bei Eis; sie tritt nach Vorgehendem aber auch ein bei Eisen, woraus folgen würde, dass bei einer Temperatur, welche dessen Schmelzpunkt übersteigt, ein starrer Eisenkern im Erdinnern nicht bestehen kann. Man darf sich den fortlaufenden Erstarrungsvorgang an der inneren Erdkrustenfläche in einfachster Form ungefähr so vorstellen, dass bei gewissem gegebenem Druck und Temperatur einige Stoffe (Eisen, auch Wismuth, Antimon u. a.) mit Ausdehnung, andere (die meisten Metalle und Silikate) mit Zusammenziehung gleichzeitig erstarren, und dass dadurch sowohl vertikale als tangentiale Schübe und Züge in der Erdkruste erzeugt werden, welche sich zum Theil compensiren, zum Theil aber Faltungs-, Zerreissungs-, Hebungs- und Senkungserscheinungen mit verursachen.

Etwas anderes ist es mit der Volumänderung durch Abkühlung ohne Aenderung des Aggregatzustandes; wir

können sie nur als Volumverminderung abschätzen, mit dem Hinweis jedoch, dass manche Stoffe, als Wasser, Stearin u. dergl., nahe dem Erstarrungspunkt sich widersinnig verhalten, und dass Grund vorhanden ist, namentlich auch beim Eisen anomale Contractionserscheinungen zu vermuthen, welche unsere Vorstellung über das Zusammenschrumpfen des Erdballs wesentlich stören könnten. Wir kennen kaum die Ausdehnungscoëfficienten der gewöhnlichsten Gesteine bei niederen Temperaturen, geschweige denn bei hohen; wir wissen nicht, aus welchen Stoffen das Erdinnere besteht, vermuthen höchstens den daselbst herrschenden Temperaturgrad; — eine numerische Berechnung der Volumänderung durch Abkühlung kann also nur zeigen, in welcher Richtung die Abkühlung wirkt. Nehmen wir die Ausdehnung des ideellen Eisenkernes durch die Wärme wie oben = 0,0000133 an, die der Silikatkruste = 0,0000086 (Glas), so würde die wie oben zusammengesetzt gedachte eben erstarrte Erde, durch eine Temperaturverminderuug ihrer ganzen Masse von 1200°, lineär 0,01517 zusammengehen. Combinirt mit den vorgehenden, für Erstarrungsdilatation geschätzten Werthen würde also der ganze Schwund von dem Stadium an, da die Erstarrung begann, bis zur Abkühlung auf 0°, 0,01517 — 0,0031 = 0,01207 bis 0,01517 — 0,0006 = 0,01457 betragen können. Dem letzteren entspricht zunächst eine Abnahme des Sterntages von 2 × 0,01457 × 86 400″ = 41′ 57,7″, woraus sich Schwere- und Geoidänderungen ermitteln liessen[1]), aber auch ein Kriterium für Abschätzung des summarischen Spielraumes für die Faltungsvorgänge gewonnen würde.

Wäre die Zusammenziehung durch Abkühlung der bereits erstarrten Erde überall dieselbe, so würde sie keine Faltungsvorgänge zur Folge haben, sondern höchstens Risse. Verschieden starke lokale Contraction bedingt aber Spannungen,

[1]) Wäre hier Proportioniren statthaft, und könnte durch accumulirte Hypothesen etwas genützt werden, so liesse sich in Anschluss an die oben angeführte Minimalzeit von 200 000 Jahren, in welcher der Sterntag 1″ kürzer werden könnte, weiter schliessen, dass 503 500 000 Jahre für die hier behandelte Periode der Erdgeschichte kaum ausreichten.

Risse, Verschiebungen. Und wenn wir uns den Eisenkern und die Silicathülle als wirklich vorhandene, gegen einander abgegrenzte Theile des Erdballs denken, so würde die stärkere Contraction des Kernes Ablösung von der Hülle und in *Folge der Schwere Tangentialschübe* in der letzteren hervorbringen können, welche die eigentlichsten *Erzeuger durchgreifender Faltungen* wären. An der Grenze zwischen Kern und Hülle könnte sich ein ideeller sphärischer Hohlraum bilden von etwa $[(0{,}0000133 - 0{,}0000086) \times 0{,}86 + 0{,}0000086 \times 0{,}14] \times 1200 \times 6355 = 40$ Kil. Höhe, wenn eine Abkühlung von 1200^0 und ein anfänglicher *äusserer* Erdradius von 6355 Kil. angenommen wird; und die Wiederausfüllung des Hohlraums durch nachsinkende Fragmente der Kruste wäre der mit Faltungen und andere consecutiven Phänomenen verknüpfte, wesentlichste Vorgang der Oberflächengestaltung, bei welchem *Vertikalbewegungen ursprünglich*, Tangentialschübe Consequenzen sind. Es ist leicht zu übersehen, dass eine solche 5 — 6 Meilen hohe Versenkung, in welcher die Coulissen der verschiedenen Akte des Erddramas successive verschwinden, als fertiges Ganzes nie existirt hat und nie existiren konnte. In Wirklichkeit werden als Ersatz derselben an vielen Punkten des Erdinnern viele kleinere Höhlungen successive entstanden und wieder gefüllt worden sein, deren summarische Capacität, die Erdkruste stückweise zu verschlucken, jener des zusammenhängenden ideellen Hohlraumes nahezu gleichkommen müsste. Der desshalb an vielen Punkten und zu verschiedenen Zeiten sich wiederholende Prozess partieller Gebirgs- und Depressionsbildung wird dadurch noch am besten erklärlich.

Von den zahlreichen durch die Abkühlung der Erde bedingten Einzelvorgängen, welche bei der Oberflächengestaltung zusammenwirken, will ich nur noch die Contraction der *äusseren* Rinde erwähnen, welche, wenn die Abkühlung von aussen nach innen fortschreitet, *stärker* sein muss, als die gleichzeitige der *tieferen*, gleichartigen Lagen. Die Folge sind *Spalten* und Einsinken der *schwereren* Rindenschollen in die etwa noch schmelzflüssige Masse, auf welcher sie sich gebildet hatten, d. h. *Ausfüllung der Spalten* von unten.

Da Silikate weniger dicht sind, wenn sie glasartig, als wenn sie krystallinisch erstarrten (Basalt, Obsidian), so ist anzunehmen, dass in der Erdkruste Contractionen auch durch Prozesse veranlasst werden, welche der s. g. »deverrisation« des Réaumurglases an die Seite zu setzen sind. Ihr dynamischer Effekt kann von dem der übrigen Contractionen nicht verschieden sein.

Schliesslich seien noch ein Paar Umstände erwähnt, welche nachträgliche Volumerweiterung der Erdkruste hervorbringen können und in Folge davon Hebungen, Faltungen u. s. f. Zunächst die durch Gesteinsumwandlung verursachten Blähungen, z. B. bei Dolomit, Gyps und besonders bei Wasseraufnahme zersetzter Silikate. Seite 44 wurden ein Paar Versuche mit zersetzem Gneiss aus dem Inneren des Gotthardstunnels erwähnt, welche ich s. Z. zur Beantwortung einer auf die Gewölbeconstruction bezüglichen Frage angestellt hatte. Danach durchfuhr der 15 000 Meter lange Tunnel etwa 450 Meter zersetzte Silikatgesteine, welche (soweit sie nicht schon voll Wasser gesogen und lettig waren) durch Aufnahme von 11 pCt. Wasser eine lineare Ausdehnung von 0,029 erfuhren und zwar in der Schieferungsrichtung. Das bedeutet, da dort die Schichten nahezu vertikal stehen, eine Erhöhung des in Tunnelmitte überliegenden Gebirges um etwa $1700 \times 0{,}029 = 49$ Meter; seitliche Verschiebungen noch beiseite gelassen.

Dann die durch Sedimente verursachte Erhöhung der Gesteinstemperatur, welche nach Früherem etwa $3{,}17^0$ für 100 Meter Auflagerung beträgt. Und wenn wir uns vorstellen, dass 100 Meter Sediment über den ganzen Meeresboden etwa 250 Meter Abtrag vom Land erfordern, durch welchen daselbst eine Verminderung der Oberflächentemperatur von etwa $7{,}92^0$ hervorgerufen würde, so gelangen wir zu einer durch $3{,}17 + 7{,}92 = 11{,}1^0$ Temperaturdifferenz hervorgebrachten, bewegenden Kraft zur Erzeugung vertikaler und tangentialer Schübe.

Rekapitulation. Nach Vorgehendem sind es hauptsächlich folgende innere Momente, welche seit der Zeit, da die ganze Erde noch schmelzflüssig war, bis jetzt, bei der Oberflächengestaltung in Betracht kommen:

Ausdehnung abzüglich Zusammenziehung beim Erstarren: erzeugt Hebungen und Tangentialschübe.

Zusammenziehung durch Abkühlung der erstarrten Masse: erzeugt keine Faltungen, wenn Erdmasse gleichartig zusammengesetzt.

» durch Abkühlung der erstarrten Masse: erzeugt in der ungleichförmig zusammengesetzten Erdmasse Hohlräume, Senkungen, Tangentialschübe.

» der Rinde auf noch geschmolzener Unterlage: erzeugt Spalten, Einsinken von Schollen, Spaltenausfüllungen.

» durch Krystallisation in glasig erstarrter Masse: erzeugt Spalten, Senkungen.

Blähungen durch Metamorphismus, Zersetzung, Wasseraufnahme u. s. w.: erzeugen Hebungen und Tangentialschübe.

Verschiebung der Geothermenlinien durch Ab- und Auftrag: erzeugt Hebungen, Senkungen, Tangentialschübe.

Diese und noch einige andere Ursachen für Bewegungen der Erdkruste wirkten weder successive nach einander, noch je durch die ganze Erdkruste; sie wirkten und wirken noch, nebeneinander, bald hier bald dort, einzeln oder combinirt; ein Symptom derselben sind auch die *Erdbeben*. Man bemerkt, dass es an Ursachen für *unmittelbare Hebungen* nicht mangelt, dass aber die meisten durch obige Ursachen hervorgebrachten Bewegungen *abwärts gerichtete* sind; dass *Tangentialschübe* zwar unmittelbare sein können, in den meisten Fällen aber ebensowohl durch Kräftezerlegung aus Senkungen hervorgehen, als umgekehrt Hebungen und Senkungen aus Tangentialschüben. Wir müssen uns von dem Universal-Schematismus, der in den Schlagwörtern »*Abkühlung, Zusammenziehung, Faltung*« seinen Ausdruck findet, freimachen.

Die Erde erstarrte nicht als regelmässiges Rotationssphäroïd; Ecken und Kanten, welche man auf tetraëderähnliche oder über-

haupt sphenoïdische Grundgestalten hat zurückführen wollen, mögen von Anfang an das Gerüst der Landfesten abgegeben haben, an welchem in einmal vorgezeichneten Linien die bedeutendsten und häufigsten, späteren Verschiebungen sich vollzogen oder doch ihre Wirkung am kräftigsten äusserten.

Die Erdkruste ist ein Mosaik grosser und kleiner, vielgestaltiger, ineinander gesperrter Keile, deren Gleitflächen Verwerfungsspalten und Bruchlinien werden. Die Keilflächen können unter allen Winkeln gegen den Horizont geneigt sein, die Keile selbst theils aufwärts, theils abwärts gerichtet. Bewegt sich aus irgend einer der angegebenen Ursachen einer dieser Keile, so setzt er auch die Nachbarkeile in Bewegung, und zwar auch gegensinnig oder auswärts, wie es das Kräfteparallelogramm in jedem Einzelfall mit sich bringt. Das sind »Schubkeile«, welche KOLBERG in den Cordilleren Ecuadors annimmt (SUESS II, S. 692), und welche zu BEAUMONT's »écrasement transversal« führen. Auf diese Weise lassen sich Hebungen, Senkungen, Faltungen, Ueberschiebungen und die mannichfaltigen, damit verknüpften Einzelphänomene erklären, auch wenn sie gleichzeitig nebeneinander vorkommend sich zu widersprechen scheinen. Auf diese Weise wird es auch erklärlich, wenn sich eine und dieselbe Scholle der Erdkruste hebt und senkt, ohne dass die Bewegungsursachen andere geworden zu sein brauchten; ferner, dass benachbarte Schollen wie Waagschalen auf- und abgehen. Solche Bewegungsdetails sind auf veränderte Intensität und Richtung der Kraft, veränderte Widerstände aller Art u. a. zurückzuführen. Tangentialschübe, mögen sie ursprünglich sein oder erst aus Zerlegung in Kräfteparallelogramme resultiren, erzeugen Faltungen und dadurch wiederum Hebung und Senkung[1]).

---

[1]) Auf ein Gesetz der Moleculardynamik, auf das ich schon zu wiederholten Malen hingewiesen habe (Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1879, S. 800; Geologische Tabellen und Durchschnitte über den grossen Gotthardtunnel. Nordseite, S. 191; deutscher Text zum Gotthardprofil S. 37) möchte ich auch hier aufmerksam machen, weil es zur richtigen Deutung der durch Druck hervorgebrachten cleavage den Schlüssel giebt. Durch Druck wird ein Gestein nicht normal zur Druckrichtung geblättert, sondern die entstehenden Lossen stellen sich

Einfluss von Hebungen und Senkungen in der Lithosphäre auf Niveauschwankungen.

Könnte Krümmel's Resultat, dass zwischen den Massen des Meeres und der Erdfesten Gleichgewicht besteht (l. c. S. 108), als Naturgesetz begründet werden, so müssten Hebungen der Landfesten stets von gleichmaassigen Senkungen in den Meeresräumen begleitet sein; dann glichen sich alle gleichzeitigen lokalen Niveauschwankungen immer wieder aus; das Erdvolumen unterläge trotz aller Abkühlung keiner Aenderung. Hiervon, von Niveauänderungen durch Geoiddeformationen, von Aenderungen der Wassermasse und von zufälligen Störungen abgesehen, bringt jede Hebung oder Senkung des Meeresbodens eine über die ganze Erde gleichsinnige und gleichhohe Strandverschiebung hervor, während Vertikalbewegungen in Binnenländern keine Strandverschiebungen zu Folge haben müssen, so lange sie die Küste nicht erreichen. Hebungen und Senkungen der Küstenzonen verursachen dagegen unmittelbare Niveauschwankungen, welche nach vorgehendem Kapitel in kurzen Entfernungen verschiedene Richtung und Ausmaass besitzen, pausiren, aufhören, wiederbeginnen können, letzteres vielleicht gegensinnig.

VI. Niveauschwankungen seit der Tertiärzeit, besonders im Ostseegebiet.

Im zweiten Kapitel lernten wir Strandsäume zu 500 bis 600 Meter M. H. im Eulengebirge kennen; nordische Geschiebe daselbst zu derselben Meereshöhe lassen sich nur durch die Drift- oder Inlandeistheorie erklären. Drifttheorie und Strandsäume

unter dem Winkel $45 - \frac{\varrho}{2}$ gegen die Kraftrichtung (ϱ = Reibungswinkel des Gesteins). Dies Gesetz liegt auch der Gestaltung der sog. »Dreikanter« zu Grunde, für welche meines Erachtens Berendt's Erklärung (Druck) die richtige ist. Die nachmalige Politur derselben kann auf vielerlei Weise hervorgebracht sein auch durch Sandblasen, wie man am besten in der Steinwüste Südwestafrikas wahrnehmen kann, wo ich Tausende von sandgeblasenen, polirten, angefressenen, durchlöcherten Steinen gesehen habe, aber keinen einzigen echten Dreikanter.

setzen bedeutende Niveauschwankungen voraus. Nach Kap. III ist ohne die Annahme solcher auch die Landeistheorie in unserem Fall unmöglich, weil die jetzt vorhandenen Gefälle für die Gletscherbewegung nicht ausreichen. Gefälleveränderung lässt sich hier nur durch Hebungen und Senkungen des Festen erklären. Dass solche in der Physik des Erdballes begründet sind, wurde im V. Kapitel gezeigt. Wir wollen nun in aller Kürze die bekannten Erfahrungen über Niveauschwankungen (durch Hebung und Senkung des Landes, wie ich meine) während der Quartärzeit, in dem uns hier interessirenden Gebiet, resumiren und sehen, welche Hebungen oder Senkungen daselbst ausserdem angenommen werden müssen zur Erklärung der erwähnten Erscheinungen im Eulengebirge.

Dass jetzt noch Niveauschwankungen im Binnenland vorkommen, wurde schon an einer anderen Stelle bemerkt und zugleich auf die Schwierigkeit hingewiesen, solche zu erkennen. Wie unsicher die Höhenbestimmungen, selbst in den cultivirtesten Theilen Europa's, vor Ausführung der Präcisionsnivellements waren, geht u. a. aus dem Text zu Hann's Atlas der Meteorologie hervor: die angenommene Höhe von Wien differirte um 5 Meter mit der wirklichen; Rykatscheff konnte in Russland nur 6 Küsten- und 12 Inlandpunkte ausfindig machen, deren Höhe genau genug bestimmt war, um als Basis für die Construction von Isobarencurven verwendbar zu sein; die Höhe von Irkutsk war 70 Meter zu tief angegeben; in Nordamerika sind die Höhenquoten oft noch unsicherer. Die vielen Nivellements der Neuzeit für technische Zwecke geben in dieser Richtung auch nicht den gewünschten Aufschluss, theils weil sie sich meist auf willkürlich angenommene Nullpunkte beziehen, theils weil sie noch zu neuen Datums sind. Durch die europäische Gradmessung wurden aber einige Thatsachen ermittelt, welche für recente Massenverschiebungen im Inneren der Erde, für seitliche und vertikale Bewegungen von Oberflächenpunkten derselben sprechen. (Siehe Verhandlungen der permanenten Commission der europäischen Gradmessung 1878, S. 19; 1883, S. 55, 61.) Nach Struve ändert sich die Polhöhe von Pulkowa $1^1/_2''$ in 100 Jahren; nach Bruns 0,2″ seit 1840.

Andreae fand Dreieckswinkel in Dänemark bis 7″ von den s. Z. durch Schuhmacher gemessenen abweichend und führte die Differenzen auf Schwankungen der Oberfläche zurück. Plantamour beobachtete im Keller seines Hauses zu Genf Niveauschwankungen bis 17″. Hilgard nach Erdbeben in Texas bis $>2^1/_2$″ Azimuthabweichungen. Ferrero in Italien 1—$1^1/_2$″ Differenz in früher und später gemessenen Richtungen. Hirsch führte Azimuthschwankungen von $\pm$ 2,5 Zeitsekunden auf jährliche Drehung des Observatoriumshügels zu Neuchâtel zurück, welche durch ungleiche Erwärmung veranlasst seien. Sadebeck konnte ohne künstliche Erhöhung vom Meissner aus den Inselsberg nicht mehr sehen, was Gerling noch gekonnt hatte; daraus folgt Senkung eines dieser Berge oder Hebung eines zwischenliegenden. Endlich stellte von Helmholtz Antrag auf gesetzlichen Schutz der Fixpunktmarken, besonders auch im Interesse der Geologie. Hieran liessen sich noch einige Laienbeobachtungen über das Unsichtbarwerden vorher sichtbar gewesener Punkte schliessen, welche das vom Meissner-Inselsberg angeführte unterstützten[1]).

Von gegenwärtigen Niveauschwankungen an Küstenpunkten seien erwähnt: Senkung der adriatischen Küste bei Venedig; prähistorische (?) Senkungen an der englischen Küste (versenkte Wälder bei Liverpool, Cardigan, St. Bridesbay, Grimoldby, Brancaster); Hebungen derselben Küste (raised beaches in Cornwallis); Ueberfluthung der Niederlande am Ende des dreizehnten Jahrhunderts; Senkung von Friesland, Helgoland, Sylt (?). Unverändert geblieben in den letzten 200 Jahren ist dagegen der Pegel von Amsterdam (Verhandlung der perm. Commission der europ. Gradmessung 1883, S. 55).

---

[1]) Neuerdings finde ich noch als »evidence of present movement« am Aspenmountain gedrehte Schächte, Rutsche, Hebungen von 3—4′ in 2 Jahren angeführt (New York Mining and Engineering Journal 1888, July 14). Das seit 1884 erneuerte Präcisionsnivellement in Frankreich hat gezeigt, dass der Boden von Süd nach Nord sinkt. Das Land zwischen Marseille und Lille soll sich auf 820 Kilometer Entfernung um jährlich 3 Centimeter (?) gesenkt haben. In der Richtung nach NO. soll die Senkung 1 Millimeter auf 27 Kilometer betragen, in der Richtung nach N. 1 Millimeter auf 10 Kilometer (Zeitungsnotiz).

Recente Hebungen an der westlichen norwegischen Küste sind wegen der starken Gezeiten schwierig festzustellen; an der südlichen, zwischen Stavanger und Moss, betragen sie 0,3 Meter im Jahrhundert[1]). Die Bohuslän'schen Schären Koster, Hällö, Winga heben sich 0,47 Meter; die naheliegenden Väderöar fast doppelt so stark, je nach Berechnung 1,3 Meter, 0,79 Meter, 0,7 Meter. In diesem Gebiet ungleichförmiger Bewegung hat man wohl zuerst Veränderungen der Aussicht wahrgenommen (Oroust, Tjörn), desgleichen postglaciale Spalten (Gudmundskär, Fjellbacka). Saltholmen im Sund ist unverändert geblieben. Malmö, Trelleborg, Ystad senken sich mit der Küste Schonen's südlich von der Linie Hanö-Lundåkra. An der Ostküste galt Skallö bei Kalmar früher als fest; im letzten halben Jahrhundert hat sich aber 0,4 Meter säculare Hebung herausgestellt, an der Nordspitze Öland's 0,23 Meter Hebung, an Utklippan 0,67 Meter. Landsort, südlich von Stockholm, scheint sich jetzt zu senken. Bei Södra Stäket (Stockholm's skärgård) scheint auf beiden Seiten des nur 130 Meter breiten Sundes zwischen 1704 und 1855 die säculare Hebung sehr verschieden gewesen zu sein: 0,58 Meter auf dem Festland, 0,35 Meter auf Wermdön. Für Stockholm liegen die sichersten und nach richtigstem Prinzip von Nordenskjöld berechneten Resultate vor: (Öfversigt af Kgl. Vetensk. Akad. Förh; 1858, S. 269), 0,525 Meter Hebung in 100 Jahren, mit merklichen Ungleichheiten in verschiedenen Abschnitten der Beobachtungsperiode 1774—1875, welche auf abnehmende Hebung deuten. Nordwärts von Stockholm scheinen die Hebungen zuzunehmen, doch kommen hier besondere Störungen in Betracht. Djursten 0,6 Meter, Löfgrund 1,0 Meter, Ratan 1,03 Meter, Storebben 1,02 Meter oder 1,3 Meter, Malörn 0,32 Meter. An der finnischen Küste wurden u. a. folgende säculare Hebungen constatirt: Bergö 1755 bis 1852: 0,965 Meter; Rönnskär 1755—1797: 0,505 Meter, 1797

[1]) Diese und nächstfolgende, meist von Holmström herstammende Ziffern sind dem II. Bd. von Suess, Antlitz der Erde entnommen.

bis 1821: 0,345 Meter; Åbo 1750—1841: 0,525 Meter, 1858 bis 1872: 0,507 Meter.

Von Peterhof, an der Südküste des finnischen Busens, wo noch Hebung stattfindet, bis nach Jütland kommen viele Widersprüche vor; die zahlreichen Beispiele für Landverluste lassen aber im Ganzen auf geringfügige Senkung schliessen, welche örtlich und zeitlich mit Stillstand oder Hebung wechselt und durch irreführende Strandphänomene verdeckt wird. Nach Hagen deuten die Beobachtungen an der deutschen Ostseeküste auf keinerlei Hebungen oder Senkungen. An der Nordküste von Oesel scheint Hebung, an der Südküste vielleicht Senkung stattzufinden. Berendt hat Senkung um das kurische Haff nachgewiesen. Nach Seibt blieb Swinemünde 1826—79 und Travemünde 1855—84 unverändert; nach Paschen ist 1849—67 geringe Hebung bei Wismar vorhanden. Auf Rügen wurden Witte und andere Dörfer von den Fluthen verschlungen. An der Schleswig-Holstein'schen Küste findet Senkung statt (Schleymünder Burgwall, Bramhorst Jagdschloss, Colberger Haide u. a.). Dann folgt NO. von der Forchhammer'schen Linie Nissumfjord-Nyborg ein Gebiet unbedeutender Hebung, welches das nördliche Jütland und Seeland umfassend bis Bornholm sich ausdehnt, und durch das bereits erwähnte Senkungsfeld in Schonen von dem grossen skandinavischen Hebungsbereich getrennt ist.

Zweierlei ist zu den hier zusammengestellten säcularen Vertical-Bewegungen an der Ostseeküste anzumerken:

1) Hinsichtlich ihrer Intensität, dass dieselbe sogar in der kurzen Beobachtungsperiode eines Jahrhunderts nicht constant geblieben ist; sie scheint gegen Ende des 17. und Anfang des 18. am bedeutendsten gewesen zu sein, um welche Zeit man in Skandinavien auf die Erscheinung überhaupt erst aufmerksam wurde.

2) Hinsichtlich der Begrenzung der einzelnen Hebungs- und Senkungsfelder bemerkte schon Gadd Unterbrechungen der ersteren; es ist dabei an die Verwerfungslinien zu denken, welche nach Törnebohm (Grunddragen af Sveriges geologi, S. 162; wohl nach Svenonius) postglaciale Thalbildungen im mittleren Schweden verursachten und theils in O. und ONO. gerichtet sind, theils in

N. und NW., sowie an die Verbindungslinien der tiefsten Punkte der Ostsee, nämlich eine südnördliche von der Danziger Bucht bis Ulfö (ostwärts versetzt weiter nördlich bis Bjuröklubb), und eine von Slätbacken nach dem Finnischen Busen ostnordöstlich gerichtete, welche sich nördlich von Gottland schneiden. Das sind Gräben, neben denen Gottland und die Alandsinseln wie Horste hervorragen; sie entstanden erst nach oder doch während der Eiszeit, was wohl auch von der tiefen norwegischen Küstenrinne angenommen werden muss, neben welcher die Fjellhorste in die Höhe stiegen. Für Heraushebung derselben und für Ungleichförmigkeit in der Bewegung dabei scheinen mir u. a. Rundhöcker und Gletscherschrammen in den Quellgebieten des Ljusne- und Ljungelf (Herjeådalen) zu sprechen, welche man nordwestwärts gegen den Fjellkamm ansteigen sieht. Die Gletscherströme können nicht das Gebirge überstiegen haben, um die norwegische Küste zu erreichen; vielmehr ist anzunehmen, dass zur Gletscherzeit der Landrücken südöstlicher lag und dass erst später durch einseitige Hebung auf der norwegischen Seite das Gegengefälle der Gletscherschliffe entstand. Auffällig erscheint, dass jetzt noch die Quellbäche des bei Trondhjem mündenden Nidelf jenseits der Kölar auf der schwedischen Seite sich sammeln, und aus der Depression zwischen Syl-Helag-Grön-Mittåfjell quer durch das Gebirge (Biskopsdörren) brechen. Das ist eine ähnliche aber viel grossartigere Erscheinung, als die veränderten Abflüsse von Alpenseen, die ich im Neuen Jahrbuch für Mineralogie 1882 S. 110 f. beschrieben habe.

Aehnlich verhalten sich auch Flüsse in Lappland, welche auf schwedischer Seite, östlich von den Kölen, entspringen und auf norwegischer münden. In Herjeådalen wurden schon vor 150—200 Jahren am Wåhlafjell, Skrållstäd, Knipfjell die horizontalen Säume bemerkt, welche nach Browallius (Betänkande om vattuminskningen, 1755 S. 136) bei den Gebirgsbewohnern für Zeichen des Wasserstands der Sündfluth galten.

Ich glaube nicht, dass die grossen Oberflächenumgestaltungen lediglich durch derartige langsame Bodenbewegungen vollzogen worden sind, sondern mehr noch durch Kataklysmen, zwischen

welchen die sogenannten Säcularbewegungen fast als Ruhepausen erscheinen, in denen erst allmählich wieder alles stabil wird oder auch ein neuer Akt sich vorbereitet.

Die ältesten Niveauschwankungen der Eiszeit gehören der Pliocänzeit an. Diesen Anachronismus habe ich in »Geol. Beob. im Tessinthal« S. 140 zu erläutern gesucht, und will hier zu seiner Rechtfertigung nur an die Pliocänfauna von Balerna, an Porphyrgeschiebe im englischen crag, an die alpinen Geschiebe auf dem plateau lyonnais in 200—275 Meter M. H. erinnern, welche nach Riche dem jüngsten Pliocän angehören. Wenn die Cyprinenthone nach Torell (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1887, S. 649) prae- und infraglacial sind, so folgt daraus wohl auch, dass die Vergletscherung in der Pliocänzeit begann, und weiter, dass der südliche Ostseerand (Elbing, Langeland, Holstein) um diese Zeit unter Wasser stand. Doch will ich hier zunächst von der durch Beyrich nachgewiesenen weiten Verbreitung des Oligocän im nördlichen Deutschland ausgehen. Die ungefähre Südgrenze desselben ist durch die Punkte Wesel, Braunschweig, Magdeburg, Leipzig, Rothenburg, Liegnitz, Neisse fixirt. Südwärts von Leipzig, Brandenburg, Freienwalde, Stettin, Gardesee herrschen oligocäne Land- und Süsswasserbildungen, nordwärts maritime. Miocäne Auflagerungen sind auf die Gebiete nordwestlich der Linie Walle-Wismar eingeschränkt, vielleicht aber (oder noch jüngere?) bei Grünberg durch die Conchylienschalen im Kies angedeutet, welche Jäckel in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXIX, S. 282 erwähnt. Pliocän fehlt von der Ostsee bis Oesterreich, sofern nicht Torell's infraglaciale Cyprinenthone dahin gerechnet werden.

Im Süden erstreckte sich das Miocänmeer von Dax (Bordeaux) bis Lapugy und Dobra in Siebenbürgen; der obermiocäne »Flinz«, welchem Glacialbildungen Oberbaiern's unmittelbar aufgelagert sind, bezeichnet einen Punkt desselben zwischen der Schweiz und Wien in vorgeschrittener Zeit. Zwischen nördlichem und südlichem Miocänmeer vermittelte das Rheinthal eine Verbindung (Lyell 1834), welche später nordwärts geschlossen war, wenn nicht etwa durch Wetterau und Hessen

noch ein nordost gerichteter Kanal offen blieb (?). Eine zweite Verbindung beider Meere bestand zwischen dem Wiener Becken und Schlesien durch Mähren und das östliche Böhmen (Wildenschwert, Abtsdorf, Böhmisch-Trübau), wo der damalige Strand 440—450 Meter ü. M. lag (Suess, Bd. I, S. 410); sie überschritt die europäische Wasserscheide in 310 Meter; »die Nord- und Ostgrenze dieser Ausdehnung des Meeres kennen wir nicht« (l. c. S. 411); sollten etwa die erwähnten Conchylien von Grünberg auf den weiteren Verlauf gen NW. deuten?

Am wichtigsten für die Frage einer Verbindung zwischen Ostsee und Mittelmeer in spättertiärer Zeit sind die nordischen Gäste der III/IV Mediterranstufe (Oberpliocän) und die nordische Relictenfauna des adriatischen Meeres. Es lässt sich für dieselben kaum ein anderer Weg finden als durch Schlesien, Böhmen, Mähren zum Wiener Becken, entsprechend dem eben erwähnten Miocänmeer, und weiter durch Oberbaiern und die Alpen. Mangel an Ablagerungen, welche diesen Weg näher bezeichneten, lässt sich wohl durch spätere Erosion und Ueberdeckung erklären; vorläufig ersetzt wird dieser Mangel durch die Strandsäume am Eulengebirge und Gotthard, welche an ersterem Ort 560 Meter erreichen (d. i. nur 110 Meter über dem Stand des Miocänmeeres in Böhmen), an letzterem, zu 1500 bis 1600 Meter M. H., durch Saxicavenlöcher secundirt werden.

Tektonische Indicien für Bodenbewegung während der Glacialzeit oder später sind zwar im Eulengebirge selbst noch nicht beobachtet worden [1]), wohl aber in der Nachbarschaft, zwischen den ideellen Bruchlinien, welche die Sudeten begrenzen. Ich meine den Einsturz des Hirschberger Kessels, von welchem Kunth »nicht ohne Sicherheit aus dem Fehlen aller Sedimente bis zum Ende der Tertiärformation schliesst, dass der Kessel bis gegen das Ende der Tertiärzeit nicht vorhanden war, während das Auftreten des Diluviums in demselben deutlich seine Existenz zur Zeit des Diluviums beweiset« (Roth, Erläuterungen zu der

---

[1]) Die im VII. Kapitel erwähnten Abrutschungen geneigter Blätterthonschichten bei Seitendorf glaube ich nicht hieher zählen zu dürfen.

geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge etc., S. 392); denke dabei aber auch an die von Beyrich nachgewiesenen Spaltenthäler, Aufstürzungen und Ueberkippungen im Kreidegebirge zwischen Grüssau und Mittelwalde westlich und südlich vom Eulengebirge (Roth; l. c. S. 235, 354, 361); dieselben sind postcretaceisch, ob prae- oder posttertiär weiss Niemand. Suess sagt hierüber Bd. II, S. 129: »Die nachträgliche Einfaltung . . . der transgredirenden Kreideablagerungen . . . . , wie auf der Heuscheuer und in den Mulden von Löwenberg und Lähn, lehrt, dass ähnliche posthume Bewegungen eingetreten sind wie im südlichen England.«

Zum Schluss sei noch an von Koenen's diluviale Verwerfungen, Hebung des Harzes in der Quartärzeit, an die gefalteten Braunkohlenflötze und andere Einzelerscheinungen erinnert, welche durch den Nachweis der Hebung des Eulengebirges, während Ablagerung des Diluviums, ihre Räthselhaftigkeit verlieren.

Die Bodenbewegungen im baltischen Becken während der Eiszeit hat Ackermann in »Beitrag zur physikalischen Geographie der Ostsee« übersichtlich zusammengefasst, und zwar einmal von der Drifttheorie, dann von der Inlandeistheorie ausgehend.

Die Drifttheorie führt nach ihm zu folgenden Consequenzen:

Ende der Tertiärzeit. Skandinavien Festland.

Diluvialperiode. 1. Hälfte. Senkung. Skandinavien mit Ausnahme der Gebirge unter Meer.

2. Hälfte. Emporsteigen des diluvialen Meeresbodens. Ostsee kleiner als jetzt, da Land zwischen Schonen, Rügen und westwärts. Offene Meeresstrasse von Skagerrack zum Weissen Meer, deren Boden später bis auf die schwedischen Seen emergirt wird. Episodische Senkung in Mittelschweden. Ostsee längere Zeit Landsee.

Praehistorische Alluvialperiode. 1) Durch Senkung entstand Meer zwischen Rügen, Schonen und westwärts, mit den dänischen Inseln, Busen, Föhrden, Kanälen, ferner die küstennahen Inseln, Strandseen, kurisches Haff. 2) Hebungen in

Schweden, Finnland; Senkungen in Schonen, Holstein, kurischem Haff.

Die Inlandeistheorie lässt folgern:

Ende der Tertiärzeit. Skandinavien Festland.

Diluvialperiode. Erstes Drittel (bis Ende der Interglacialperiode). 1) Durch Senkung entstand Meer über östlicher Ostsee und südwärts landein (Elbinger Yoldienthon); Landbrücke nach Schonen; Eismeer mit Skagerrack verbunden; Gottland und Öland bleiben als Horste. 2) Meer über westlicher Ostsee entsteht und breitet sich weiter aus als jetzt. (Brockenmergel am Brothener Ufer; Cyprinenthon Alsen's), so dass es den östlichen Theil der Nordsee bildet.

Zweites Drittel (bis Ende der 2. Interglacialperiode). 1) Senkung in östlicher Ostsee, wodurch sie grösser als jetzt (marine Bildungen Schweden's und Gerdauer Sand; Skandinavien bewohnt). 2) Hebungen anstatt Senkungen im Gebiet der heutigen westlichen Ostsee; Landbrücke zwischen Deutschland und Schonen. Ostsee ein Landsee.

Drittes Drittel. 1) Senkungen in Pommern und Ostseeprovinzen dauern fort. 2) Hebungen verkleinern die östliche Ostsee an preussischer und skandinavischer Küste.

Praehistorische Alluvialperiode. 1) Senkungen im westlichen Ostseegebiet, wodurch die Ostsee aus einem Landsee Binnenmeer wird, die Schonen'sche Landbrücke verschwindet, kurisches Haff entsteht; Senkungen an der Küste Pommern's und der russischen Ostseeprovinzen endeten vielleicht schon früher. 2) Hebungen in Schweden (excl. Schonen), Finnland, vielleicht auch am südlichen finnischen Busen und Oesel.

Schluss.

Combiniren wir das über die Hebung des Eulengebirges und über die Hebungen und Senkungen im baltischen Becken Gesagte, unter Berücksichtigung, dass bei Beginn der Vereisung eine Meeresverbindung zwischen Norden und Süden durch Schlesien bestand, so erhalten wir folgende Vorstellung über

den summarischen Vorgang des Diluviums in Ostdeutschland: Das skandinavische Festland vereiste in gleichem Maass, als es sich weiter aus dem Meere hob, und da die Hebung auch das Gebiet der jetzigen Ostsee umfasste, so konnte das Inlandeis dieselbe überschreiten und sich so weit ausbreiten, als Gefälle, Eisdicke und Meerestiefe am Eisrand zuliessen. Aller Detritus, welcher dem Eis zu seinem Rand gefolgt war, fiel der Drift und Sedimentbildung anheim. Driftdeposita erfolgten, wo das transportirende schwimmende Eis abschmolz, ebensowohl entlang vorhandenen Strändern, als auf dem Boden der offenen See; desshalb sind die äussersten Driftdeposita nicht nothwendig an Stränder gebunden, und wenn solche nur bis Troppau, Gratz, Teschen vorkommen, beweisen sie nicht, dass das Meer bei Weisskirchen die mährische Wasserscheide nicht doch überschritten habe. In diesem Stadium der Eisentwickelung lag das Eulengebirge ca. 600 Meter tiefer als jetzt. Das nördliche Landeis dürfte sich nie südlicher in Schlesien hinein erstreckt haben, als bis zu den Oberoligocänhügeln zwischen Grünberg und Glogau, wahrscheinlich nicht einmal soweit. — Es folgte Herausheben des Eulengebirges (womit jetzt nur eine Marke im Aussenrand des deutschen Mittelgebirges bezeichnet werden soll, süd vor welcher Hebungen statthatten) und gleichzeitiges Sinken Skandinaviens. Der Eisrand zog sich nordwärts zurück, der Meeresstrand dessgleichen; die topographischen Details konnten sich sogar so gestalten, dass kein Meereswasser mehr den Eisrand umgab, sondern ein breiter Kanal von Süsswasser, gleichzeitig gespeist von den nordischen Gletscherströmen und den Landzuflüssen von Süden. Diese mit dem Eisrand successive nordwärts verlegten Kanäle sind die von Berendt nachgewiesenen alten ostwestlichen Strombetten: Glogau-Baruth, Warschau-Berlin, Thorn-Eberswalde. — Einsenkung des Ostseebeckens gab den skandinavischen Eisströmen eine neue Richtung um Schweden herum westwärts (de Geer, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXVII, S. 177), und damit war die nordische Eisingression nach dem östlichen und mittleren Deutschland beendet; alle späteren dasigen Diluvialbildungen sind Umlagerungen, ver-

anlasst durch interne Wässer und etwaige kleine Mittelgebirgsgletscher, wozu sich im Küstengebiet noch Meeresdeposita gesellen, welche durch die fortdauernden Niveauschwankungen einzelner Felder des Ostseebeckens ermöglicht wurden.

Nehmen wir als Heerd des skandinavischen Landeises die bereits erwähnte Umgegend der Syltoppar mit 1790 Meter jetziger Gipfelhöhe an, so betrug von da nach Rüdersdorf in 60 Meter M. H. und 1200 Kilometer Entfernung das Gefälle $0^0\ 5'$, womit ein Gletscher nicht laufen konnte (S. 34), wenn wir auch von allen Unebenheiten des Weges absehen und annehmen, dass hochgradige Viscosität die Bewegung des Eises veranlasste. Erst bei einem Gefälle von $0^0\ 9'$, welchem eine Niveaudifferenz (auf 1200 Kilometer Distanz) von 3130 Meter entspricht, könnte dies eintreffen; wenn aber geschiebeführende Untereisströme mit einem Minimalgefälle von $0^0\ 35'$ die Gletscherbewegung verursachten, so war eine Niveaudifferenz von 12180 Meter zwischen Syltopparna uud den Rüdersdorfer Kalkbergen erforderlich. Wir mögen auch annehmen, dass das Eis bei Rüdersdorf beträchtlich über die Mächtigkeit aufgestaut war, welche es einwärts (beispielsweise in Schweden) besass, so dass es weit in's Meer hinein schieben konnte, ohne Grund zu verlieren: immer verbliebe die Höhe von Syltopparna eine unerhörte, wenn sie die Bewegung des Inlandeises bis in die Mark hinein erklären sollte, etwa $12\,180 - 580 = 11\,600$ Meter (die Meerestiefe gleich der damaligen Einsenkung des Eulengebirges oder = 580 Meter angenommen). Man möchte fast daran zweifeln, dass ein nordischer Gletscher auch nur bis Rüdersdorf vorgedrungen sei, oder wenigstens annehmen, dass er seinen Heerd viel weiter südlich hatte, etwa halbwegs in der Gegend des jetzigen Wettersee's, wo eine Meereshöhe von $\frac{12180}{2} - 580 = 5500$ Meter genügt hätte. Aber auch die Voraussetzung eines so kolossalen Gebirges an einer Stelle, wo jetzt Seen und Hügelland sind, befriedigt nicht; denn sie widerspricht den geologischen Erscheinungen in Schweden, und dem Gletschertransport von Geschieben aus nördlicheren Theilen Schweden's nach Deutschland. Da die jetzige Schnee-

grenze nahezu die Gipfelhöhe der Syltoppar erreicht (in dem benachbarten Helagfjell existirt sogar noch ein kleiner Gletscher), so müsste die Bodentemperatur des zur Eiszeit auch nur 3000 Meter hoch gedachten Sylfjell's weit unter Null gelegen haben, so dass in diesem Inlandeis-Heerd wohl Firn, aber kein Schreitgletscher bestehen konnte.

VII. Das Gebirgsdiluvium des Eulengebirges unter Berücksichtigung der Niveauschwankungen.

Die Diluvialablagerungen eines Gebirges können ganz interner Natur sein, aus Material bestehend, welches dem Gebirge entstammt und von denselben Kräften transportirt wurde, die daselbst noch heute wirken, wenn auch modificirt durch veränderte topographische Verhältnisse, anderes Klima, andere Niederschlagsquanten. Sie können aber auch mit externen Diluvialbildungen combinirt sein, wenn das Gebirge gleichzeitig im Bereich innerer und äusserer Diluvialvorgänge lag, und einheimisches und fremdes Material theils von innen nach aussen, theils umgekehrt bewegt wurde. Solches gemischtes Gebirgsdiluvium, welches durch Umlagerung ohne merkliche Grenze in materiell ähnliche Alluvialbildungen übergehen kann, repräsentirt einen besonderen Typus und lässt sich in das Schema der Diluvialbildungen der Ebene nicht ohne Weiteres fügen. Ich will dies hier mit Beispielen aus dem Eulengebirge erläutern, und zwar in Zusammenhang mit den im II. Kap. zusammengestellten Strandsäumen.

Strand des Diluvialmeers.

Das Eulengebirge lag 554 Meter ± 17 tiefer als jetzt, da die Einfuhr nordischer Diluvialmassen begann. Noch tiefere Submersion ist zwar angedeutet (Kap. II), kommt hier aber nicht in Betracht, weil nordische Geschiebe über 560 Meter hinaus fehlen (nur am Weg zwischen Heinrichau und Wüstewaltersdorf ist mir noch 620 Meter M. H. ein Pegmatitstein aufgefallen, welcher schwedischer Herkunft sein könnte). Nach Koristka kommen

diluviale Schichten auf dem böhmisch-mährischen Plateau und in den Sudeten in 600' bis 1800' (570 Meter) M. H. vor; die für Preuss. Schlesien angegebenen Maximalhöhen von 1500' (470 Meter) bei Hermsdorf, 1400' (440 Meter) bei Waldenburg (FIEDLER, Zusammenstellung der diluvialen und alluvialen Gebilde Schlesien's, 1864, S. 2) fallen alle in oder unter unseren 554 Meter-Horizont.

Trägt man denselben auf einer übersichtlichen Karte mit Niveaukurven ein $\left(\text{z.B. Olbrich's Karte des Waldenburger Kreises, } \frac{1}{75000}\right)$, so bemerkt man, dass die gebuchtete Küstenlinie des Diluvialmeeres von Liebersdorf nach Charlottenbrunn südostwärts verlief, dann ostwärts nach Heidelberg. Nordvor war offene See mit wenigen Küsteninseln, z. B. Vogelskuppe und Schwarze Berg NO. von Waldenburg (mit einem einzelnen rundgescheuerten Zahn von Culmconglomerat auf sonst flachgerundetem Buckel in 560 Meter M. H.); Butterberg SO. von Waldenburg, durch den schmalen Bärengrund von der NO. ausspringenden Landzunge des Langenbergs mit Anhängseln getrennt; flachbuckelig gerundete Anhöhe SO. von Reussendorf; Münsterhöhe, mit Strandverflächungen am Nord- und Ostabfall in 570—580 Meter M. H.; Breite Stein nebst Anhöhen W. von Bärsdorf mit flachgerundetem, fast horizontalem Rücken, aus welchem der »breite Stein« und andere Klippzähne isolirt hervorragen, als letzte Ueberreste verschwemmter Riffe; desgl. der »Felsblock« eine halbanstehende geborstene und verkippte Klippe im Horizont 560—570 Meter; Diluvialgerölle an dieser Insel sind sehr spärlich. Derselben ist nordwärts die kleinere Insel des Stockberges vorgelagert, mit Strandverflächung in 550 Meter auf seinem Nordabhang und von den flachgerundeten, durch Sunde getrennten Kuppen des Kiefer-, Fuchs-, Königsberges, Anhöhe bei Neudörfel umgeben, auf welchen spärliche Diluvialgerölle und Strandsäume in 490 Meter auf der Nord- und Ostseite vorkommen. (Diese Säume, sowie der benachbarte flache Buckel des Fabichberges mit häufigeren Geröllen, gehören also einem tieferen Horizont an.) Süd vor der Münsterhöhe-Breitenstein-Insel

liegen ein Paar durch Sunde getrennte flache Buckel, welche gerade noch den 560 Meter-Horizont erreichen, mit Strandlinien auf der Südseite in 550 Meter; auch hier trifft man einzelne Diluvialgerölle. Tief in dem Fjord, welcher südwärts bis Wüstewaltersdorf eingriff, lagen die durch einen flachen Sund getrennten, langgestreckten Inseln des Uhlenberges und Stenzelberges mit ihren Anhängseln. Strandmale sieht man hier bei Δ 557,5 und NO. von da in 530 Meter; deutlichstes solches ist jedoch der flache Stenzelbergrücken in 570 Meter mit zahlreichen Geröllen, welche dem hier auslappenden Culmconglomerat entstammen und vom Diluvialmeer verzerrt sind. So verhält es sich auch mit den meisten Geröllen einer Gruppe von 8 flachbuckeligen Strandinseln, welche zwischen Hausdorf und Leutmannsdorf nur wenig über den 554 Meter-Horizont hervorragen; die grösste derselben (Heidelberg) liegt im Bereich des Culmconglomerats. Ausser den Geröllen desselben, welche nordischen oft täuschend ähneln, kommen hier aber auch unzweifelhafte nordische Geschiebe vor, darunter Feuerstein. Ost- und nordostwärts werden solche sogar recht häufig, allerdings in tieferen Horizonten, z. B. ein prächtiger grosser Granitblock mit bläulichem Quarz am Fusspfad von Heinrichau nach Leutmannsdorf im 520 Meter M. H. Die westlichen zwei zu dieser Gruppe gehörigen Inseln sind flache Buckel auf dem kilometerlangen, schwebend nordwärts sich senkenden, gerundeten Rücken der Hohen Leipe, an deren Nordwestgehänge in einer Bachmulde Diluvialgerölle verschwemmt liegen. Contouren und Gruppirungsweise dieser Anhöhen deuten an und für sich schon auf ihre Inselnatur; auffällige Strandsäume umziehen sie ausserdem, meist aber in etwas tieferen Horizonten, z. B. westlich von Δ 572 in 450 Meter; am Südabhang desselben Berges gegen das Milmichthal in 500 Meter und höher, Strandflächen durch Querrunsen mamelonartig gegliedert; westwärts eine Gruppe rundgewaschener Köpfchen in 520 Meter; am Heidelberg in 490, 550, 555 Meter; an dem NW. von da belegenen Fuchsberg in 520 und 500 Meter; auf der hohen Leipe 550 Meter.

Die bedeutendsten Einbuchtungen des 554 Meter-Strandes (im Bereich der Section Charlottenbrunn) entsprechen dem

Thal der oberen Weistritz, dem Jauerniger Grund, dem Eulenwasser-Mühlbachthal; sie sind durchweg SSO. gerichtet. Der Weistritzfjord endete ganz schmal am Sattel der Colonie Heidenberg bei Königswalde; vor seine Mündung schob sich vom Ochsenkopf eine Landzunge ostwärts (Scholzenberg, Langenberg), und auch die Inselgruppe Münsterhöhe-Breitenstein lag gerade nordvor. Dadurch und durch geringe Zugangstiefen von 30 resp. 80 Meter wurde das Einlaufen von Eisbergen in den Weistritzfjord erschwert, und grössere nordische Findlinge sieht man daselbst auch nicht, wohl aber spärliche kleinere nordische Steinchen unter vereinzelten internen Diluvialgeröllen auf den Anhöhen am Märzbachteich bei Wüstegiersdorf, 558 Meter ü. M. und tiefer. Im Thalboden sind kleine nordische Geschiebe nicht einmal selten, sowohl in den Lehmgruben bei Wüstegiersdorf und Obertannhausen, als ausgespülte. Einige Verzweigungen des ehemaligen Weistritzfjords greifen recht tief zwischen die Berge: nordwestwärts bis Nesselgrund und Drechslergrund, westwärts bis Reimsbach, Donnerau, Lomnitz, südwestwärts und südwärts bis Obergiersdorf, ostwärts ins Dorf Rudolphswaldau und das Hellerthal aufwärts. Seine grösste Breite von 7 Kilometer erreichte der Weistritzfjord zwischen dem »Riegel« bei Lomnitz und der Säuferhöhe bei N.-Wüstegiersdorf, mit einer Tiefe von 80 Meter und ganz flach westwärts ansteigendem Boden ohne bemerkenswerthe Strandmarken. Von Wüstegiersdorf bis zu den langen Brachen oberhalb Niedertannhausen bemerkt man auf der rechten Thalseite, O. von Wüstegiersdorf, Strandsäume in 555—520 Meter, mit der geborstenen Strandklippe des Hauensteins und einer anderen etwas tieferen (hinter den Fabriken) belegenen Klippgruppe; bei den Märzbachteichen: Sund in 550 Meter durch einen 558 Meter hohen Flachbuckel, åsartigen Mamelon links vom Ausfluss desselben, welcher aber dem 480 Meter Horizont angehört; oberhalb Blumenau Strandverflächung in 550 Meter, desgl. »die Buche«, Δ 553,5, einem durch flachen Sund von gleich hohem südöstlicherem getrennten Buckel mit Blockanhäufungen noch halb in situ verbliebener Strandklippe. Auf der linken Thalseite, am Lorbeerberg und Köhler-

berg, schmaler Flachgürtel unterhalb 560 Meter, auf dessen Erweiterung gegen das Lehmwasserthal der Bahnhof Charlottenbrunn steht, oberhalb Mönchhayn Strandsäume in 555 Meter, an dem bereits erwähnten Ausläufer vom Ochsenkopf ostwärts. Auch die Jauernig-Eulenwasserfjorde waren durch die Münsterhöhe-Inselgruppe gedeckt und besassen östlich davon nur 80 Meter Zugangstiefe, so dass das Fehlen grösserer Findlinge in denselben nicht auffallen kann. Kleinere Geschiebe kommen in einer alten Lehmgrube bei Grund vor (Südzipfel des Jauernigfjords); doch ist hier Verwechselung mit Geröllen aus dem Culmconglomerat nicht ausgeschlossen. Die rechte Seite des Jauerniger Grundes ist steil und mit Sturzhalden bezogen: die linke, bis zu den Langenbrachen, verflächt sich ohne merkliche Stufen. Auf der rechten Seite des Eulenwasserthalgehänges zieht sich ein durch Halden und sonst öfters unterbrochener Strandsaum in 540 — 570 Meter von Wüstewaltersdorf bis Hausdorf, wo er mit flachem Kopf in 545 — 555 Meter abschliesst. Hier liegt eine Strandablagerung, von welcher weiter unten. Auch in diesem Strandsaum treten zerfallene Einzelklippen hervor, z. B. Geierstein 550 — 560 Meter ü. M.

Vor dem Mühlbach-Toschendorf-Heinrichaufjord lagen nur kleine Vorinseln, ausser der des Heidelberges, an welcher viele Nordländer gestrandet sind, z. Th. in Lehm abgelagert. Im Mühlbach sieht man gerollte Nordländer, und in der südlichsten Ecke des Fjords, bei Neufriedersdorf, soll in 570 — 580 Meter M. H. Feuerstein gefunden worden sein. Ich habe daselbst keinen gesehen. Die Fjordcontouren bei Heinrichau und von da nach Toschendorf fallen im grossen Ganzen mit der Grenze des Culmconglomerats zusammen, weshalb auch bei einzelnen losen Gerölleablagerungen schwer zu sagen ist, ob sie besser als Diluvium oder als in situ verbliebener Schutt zerstörter Conglomerate zu kartiren sind. Um diesen Fjord zieht sich ein gut verfolgbarer Strandgürtel, welcher bei Toschendorf in 550 Meter M. H. zu einem ein Paar hundert Meter breiten dreieckigen Plateau ausspringt, auf dessen gegen das Thal gewandter Spitze ein kleiner Inselbuckel sich erhebt. Weiter südwärts verfliesst

dieselbe Linie in der flachen Thalmulde oberhalb Toschendorf mit der Grenze des Culmconglomerats und folgt derselben um die Heinrichauer Anhöhe, wo südlich und südöstlich vom Dorf mehrere Gürtelfragmente bis über den Horizont des Diluvialmeeres hinaus bemerkbar sind, in 550, 580—600, 645—650 Meter (?). Auch am Spitzberg bei Altfriedersdorf treten sie hervor in 600 und 620 Meter, und von da ab nordwärts am östlichen und nördlichen Thalgehänge, wo die deutlichsten Säume aber 560 bis 580 Meter ü. M. verlaufen.

Ganz offen lag der Strand S. von Leutmannsdorf; und hier trifft man auch, wie bereits erwähnt, die meisten nordischen Findlinge, aber unter dem 560 Meter-Horizont, nebst vielen, oft unterbrochenen, um Bergbuckel geschlungenen Strandsäumen.

Das Land nord vor der hier skizzirten Küstenlinie in 554 Meter M. H. gehört fast ganz und gar der im II. Kapitel erwähnten nördlichen, niedrigeren Stufe des Eulengebirges an, und die Küsteninseln dem Abstieg dahin aus der höheren. Es liegt meist nahe dem 477 Meter-Horizont, so dass — von Rinnen abgesehen — 77 Meter tief gehende Eisberge die Strandzone erreichen konnten.

Um eine übersichtlichere Vorstellung über die Eistransportwege auch in der Umgebung des uns hier beschäftigenden kleinen Abschnittes des Eulengebirges zu gewinnen, habe ich die jetzt erläuterte Eintragung der 560 Meter-Linie über die ganze Karte OLBRICH's ausgedehnt. Danach liegt Waldenburg in einer nordwärts ganz offenen, südwärts von dem Waldenburger Gebirge (Ochsenkopfgruppe in SO., Wildberggruppe in SW.) begrenzten Bucht, deren Westseite die vom Heidelstein bis Bahnhof Fellhammer sich erstreckende Hochwaldgruppe einnimmt. Ein enger Sund, wo jetzt in Station Fellhammer zwei Bahnlinien sich kreuzen, trennte diese Insel vom südlichen Strand und erweiterte sich dann westwärts zu dem Lässiggrund (Lehmgruben mit nordischem Material). Diesen nahm eine meilenbreite Meeresstrasse auf, die sich westlich von der Hochwaldinsel von Giessmannsdorf über Wittgendorf (Bernstein in Lehm-

gruben) Conradswaldau nach Trautliebersdorf zog, wo ein noch westlicherer Arm von Merzdorf über Landeshut, Grüssau einkam. Ueber den 503 Meter hohen Sattel von Trautliebersdorf hin war diese dem Bobergebiet angehörige Meeresstrasse südwärts durch das Thal der Steine mit dem Neissegebiet verbunden, so dass die nordische Drift das Glatzer Becken ebensowohl westlich vom Eulen- und Waldenburger Gebirge, das Bobergebiet aufwärts, erreichen konnte, als direkt aus der Schlesischen Ebene zwischen Eulengebirge und Reichensteiner Gebirge hindurch, das Neissegebiet aufwärts. Mit der Steine vereinigt sich oberhalb Glatz die Walditz, die dem SW.-Rand des Eulengebirges folgt, und von demselben Sattel herabkommt, welcher bei Königswalde Eulengebirge mit Waldenburger Gebirge verbindet, und auf dessen Nordabhang die Weistritz entspringt. Zu dieser 585 Meter hohen Wasserscheide streckte sich von Norden her der Weistritzfjord, nur durch eine 31 Meter hohe Landenge von dem von Süden entgegenkommenden Walditzfjord des Diluvialmeeres getrennt.

Meeresabsätze.

[Die gewöhnlichsten nordischen Geschiebe sind Feuerstein und dunkelfleischrother Granit, Upsalagranit, sogenannter älterer Granit, Gneissgranit, Smålandsgranulit (Törnebohm's Gliederung), Porphyr von Elfdalen (?), Ålandsgranit, Pegmatit, Lugnåssandstein. Silurischen Kalk (Öland ?) ohne Versteinerungen habe ich nur einmal gefunden, bei Breitenhayn, 420 Meter ü. M. Gerölle aus dem internen Culmconglomerat ähneln nordischen Gneissgeröllen oft täuschend und können um so eher zu mancherlei Irrthümern führen, als jetzt das Culmconglomerat gerade im 554 Meter Horizont seine grösste Verbreitung besitzt. Diese Gerölle hatten ihre Form, bevor sie im Diluvialmeer verzerrt und umgelagert wurden; ein Gleiches gilt von den Geröllen aus dem Devon- und Steinkohlenconglomerat, welche auch noch nach der Diluvialzeit weit über das Gneissgebiet verschleppt worden sind, so dass in einzelnen Fällen die Entscheidung schwierig wird, ob sie diluvial, alluvial oder

gar durch Menschenhand [1]) transportirt sind. In der Regel schneidet das der Gneissgrenze nächste Parallelthal die alluviale Verzettelung derartiger Gerölle ab, z. B. der Zwickerbach und Wäldchenbach auf der Strecke Reussendorf-Charlottenbrunn. Grössere diluviale Porphyrgeschiebe aus dem Waldenburgischen gehören zu den bezeichnendsten Diluvialgeschieben im Gneissgebiet des Eulengebirges, sind zwar abgekantet und polirt, aber selten ganz gerundet, und dies ist auch ein Maassstab für die Scheuer- und Rollwirkung der gebirgischen Diluvialströme. Phyllite, quarziges Devonconglomerat, Gabbro u. dergl. kamen aus der Nachbarschaft in das Gebirgsdiluvium. Tertiärer Quarzsandstein, Lignit, Bernstein, Basalt aus den Oberoligocän - Ablagerungen des Vorlandes, z. B. von Saarau, Striegau, Jauer sind charakteristische Geschiebe, am häufigsten in den tieferen Küstenhorizonten, einige nur lokal verbreitet.]

Die Ablagerungen des Diluvialmeeres im untersuchten Theil des Eulengebirges sind theils Strand-, theils Bodenabsätze. Zu ersteren gehören die Findlinge, welche ursprünglich aber auch Schuttablagerungen beigemengt gewesen sein können, von denen die beweglicheren Theile nachmals verschwemmt worden sind; viele wurden wohl auch vom Eis abgebürdet, ehe es strandete, gehören also zu den Bodenabsätzen; andere sind nachmals umgelagert. Nur die höchst belegenen Findlinge bezeichnen also die oberste Strandlinie des Diluvialmeeres.

Die merkwürdigste Strandablagerung ist in einer Kiesgrube zwischen Hexenstein und Hausdorf, 555 Meter ü. M. aufgeschlossen; hier hat man nicht mehr mit ideellen Strandsäumen zu thun, sondern mit einer materiellen Strandbildung. Sie liegt auf der Bergseite eines dem flachen Bergkopf vorgelagerten Hügels, in dem ganz flachen Sund zwischen Hügel und Gehänge. Die im Streichen blossgelegten Schichten scheinen horizontal zu verlaufen, fallen aber in Wirklichkeit dem Gehänge conform 0 bis 18° in SW. In dem 3 — 5 Meter tiefen Aufschluss gewahrt

[1]) Besonders mit dem Steinkohlenschiefer, womit die Bauern auf den Feldern Düngkalk brennen.

man unter oberflächlicher Decke von Gneisssteinen und Gehängeschutt:

0,7 — 1,0 Meter Kies; erbsen- bis nussgrosse Strandgerölle von weissem, schwarzem, selten blutrothem Quarz; ganz kleine bis kopfgrosse nordische Geschiebe von Granit, Porphyr, Feuerstein; letzterer meist in kleinen Scherben, grössere Stücke kantengestossen. Tertiäre Quarzitbrocken sehr spärlich. Gneisssteine aus der Nachbarschaft häufig. Die Kiesschichten sind stellenweise verworren, am Liegenden uneben.

1,2 — 1,5 » Feiner Sand, in dünnen gelben und röthlichen Schichten mit lehmigen Schmitzen. Gerölle spärlich.

0,5 » Kies, Strandkiesel, Sand, mit fremden Geröllen wie oben.

1,5 » Kies und rostgelber Sand wechsellagernd; Feuerstein und anderes Nordisches.

(Von oben Abgerolltes bedeckt theilweise die tieferen Schichten.)

Ostwärts unterlagert Gneissgrundschutt die Diluvialablagerung; auf der Oberfläche des Hügels nordvor liegen noch einzelne Diluvialgerölle (auch Feuersteinsplitter), aber die Hauptmasse ist steinig-lehmiger Gneissschutt, vermuthlich Decke und nicht Liegendes der Strandablagerung.

Dies ist weder eine directe Gletscherbildung, noch eine durch Fliesswasser vom Gehänge zusammengespülte Alluvion, denn Bäche pflegen nicht auf den Bergrücken herabzukommen, noch ein umgelagertes Binnenseedépôt, denn aus früherem erhellt, dass die Absperrung eines solchen in dieser Höhe topographisch undenkbar ist. Wir haben hier eine Meeresstrandbildung vor uns, in welcher zeitweise mehr sandige, zeitweise mehr kiesige Absätze verrollt und geschichtet wurden, während Gneissdetritus vom benachbarten Land dazwischen kam (der Hexenstein liegt noch 40 Meter über dieser Ablagerung, deren schichtweise Rothfärbung auf gelegentlich zugeführtes Culmconglomeratcement deutet). Die

Zufuhr des Gneissschuttes dauerte auch nach Rückzug des Meeres fort, und so entstand die Deckschicht.

Reste nach Meeresthieren habe ich hier nicht gefunden; ganz kleine weisse Körnchen im Sand sind nicht Kalk, sondern angewitterter Feuerstein oder Feldspath.

Die Ablagerung ist nur Ueberbleibsel eines Strandwalles, welcher sonst weggespült ist, hie und da vielleicht unter Deckschutt versteckt sein mag; dass der Strandwall auch die Hohe Leipe umzog, wird durch die bereits erwähnten einzelnen Diluvialgerölle an ihrem Gehänge wahrscheinlich.

Auf dem flachen Buckel zwischen Heinrichau und Heidelberg, und von da thalabwärts gen Leutmannsdorf liegen mehrere auflässige Lehmgruben, deren oberste, SO. vom Wirthshaus Heidelberg, 560—565 Meter ü. M., folgendes Profil zeigte:

0,5	Meter	torfiger Lätt und gelber Sand.
0,1	»	unscharf begrenzte Sandschicht mit eingepackten Culmconglomeratgeröllen, Gneissstücken, kleinen einzelnen Geröllen von Quarz, Kieselschiefer, Feuerstein, nordischem Granit, Porphyr.
1,0	»	schwebend wellig geschichteter, grober, gelber Sand mit hellgelben Sandlettschmitzen.
?	»	Lehm mit nordischen Geschieben; jetzt unter Wasser.

Dies ist eine im Strandsaum liegende lehmige Ablagerung des Diluvialmeers. Der 1—3 Meter mächtige Lehm der thalabwärts liegenden Lehmgruben ist umgelagert, rauh steinig: Gehängelehm mit accessorischem Nordischem. Nordische Geschiebe sind häufig in der Umgebung von Heidelberg und ostwärts, wie schon a. a. O. erwähnt wurde.

Dem Heidelberger Lehmvorkommniss ähnlich sind 2 andere: bei Neufriedersdorf 570—85 Meter ü. M., und bei Grund (O. von Wüstewaltersdorf) 560 Meter ü. M.; beide an der Grenze des Culmconglomerats. Nachmalige Vermengung mit Gneissschutt macht die jetzigen Aufschlüsse aber unklar, auch habe ich daselbst Feuerstein nicht finden können.

Einige von Fiedler zwischen Seitendorf, Hochwald, Adelsbach (ausserhalb Section Charlottenbrunn) angegebene Diluvialvorkommnisse dürften an einzelnen Stellen ebenfalls den Strand-Horizont 560 Meter erreichen; ich habe sie nicht besucht.

Die Bodenabsätze des Diluvialmeeres müssen mit Vorsicht beurtheilt werden, da in Thalböden zusammengeschwemmter Gehängeschutt mit umgelagerten nordischen Geschieben oder der Schlamm ehemaliger Landseen leicht damit verwechselt werden können. Ich wähle desshalb als Beispiel eine Ablagerung auf dem 486 Meter hohen Sattel, von welchem das Altwasserthal NW., der Bärengrund SW., die Einsenkung nach Reussendorf-Dittmannsdorf NO. verläuft. Längs diesem Sattel liegt von NO. — SW. ein kilometerlanges Lehm- und Thonlager, welches nicht in einem Landsee abgesetzt sein kann, weil Absperrung eines solchen unter den gegebenen topographischen Verhältnissen nicht abzusehen ist.

Der hier unter dem Lehm liegende blätterige Thon kann nur ein zartschlammiger Absatz aus stagnirendem oder tiefem, ruhigem Wasser sein, hier also aus dem noch über dem 486 Meter-Horizont stehenden Meer. Er gleicht dem oberschlesischen Blätterthon, dem schwedischen hvarfvig lera, besonders dem Schonen'schen, worin Nathorst eine arktische Flora entdeckte, dem postglacialen Thon von Lavorgo im Tessin mit Hochgebirgsflora, den ich in »Geol. Beob. im Tessinthal« S. 114 ff., S. 145 ff. beschrieben habe. Mitunter ist er sehr fett, dunkel, verworren oder garnicht geschichtet, »svart-lera«-ähnlich. Nahe dem Liegenden und Hangenden wird er öfters sandig oder wechselt mit dünnen Sandschichten; ausserdem enthält er nur ganz vereinzelte Sandkörnchen und spärliche kleine Geschiebe aus dem benachbarten Culm- und Kohlengebirge, Phyllitbrocken, tertiären Sandsteinquarzit, einzelne Basaltbrocken aus Schlesien, rothen Granit und Feuerstein aus dem Norden. Spärlich kommen darin feste sandig-kalkige Concretionen (marlekor, Mergelpuppen) vor, Steinkohlenbröckchen, Lignitfetzen, Bernstein (vor Jahren hier gefunden) und — fingernagelförmige Thonkerne, welche den Yoldien gleichen, die ich 1859 bei Eksåggästgifvaregård in Södermanland fand (daselbst aber mit Epidermis).

Sie liegen meist gruppenweise im blätterigen Thon, und zwar so, dass sich dessen Lagen um sie herumbiegen, bestehen aus äusserst zartem dunkelgrauem Thon und lassen weder von Epidermis noch Kalkschale etwas erkennen (letztere könnte vom Thon resorbirt sein); nur ein einziges Mal habe ich in der Schlossgegend feine Riefung abgedrückt gesehen, welche beim Eintrocknen des Thones aber abstäubte. Sie sind meist 7 × 9 Millimeter gross, flachgedrückt, an der einen Seite geradlinig abgeschnitten [1]).

Bei Reussendorf ist die Schichtung dem flachen Gefälle der Unterlage entsprechend fast söhlig. In der unteren Grube daselbst schieben sich aus dem liegenden Culmgrundschutt viele Sandschmitzen in den Thon, dessen Schichten am Hangenden verworren, mit Sand aus der überliegenden Geröllebank vermengt, stellenweise gelb gefärbt sind. Nächst W. von der Chaussée (Oberfl. 486 Meter) ist dagegen der schwarze Thon oben am fettesten, sandfreiesten, am wenigsten geschichtet und überlagert von gelbgrauem Blätterthon. Letzterer wird aufwärts sandiger, geschiebereicher, und geht in Geschiebelehm-ähnlichen Gehängelehm über. Manchmal markirt eine Sand- und Gerölleschicht die Grenze. Es ist begreiflich, dass beim Rückzug des Meeres die Gehänge- und Strandablagerungen allmählich über die Bodenablagerungen griffen, wodurch Uebergänge entstanden. Uebrigens scheint auch hier die Farbenänderung des Thones nahe der Oberfläche aus dunkelgrau in graugelb Folge von Abtrocknung, Zutritt von Luft, Verschwinden der organischen Beimengungen, Höheroxydation des Eisenoxyduls zu sein, wie ich dies für schwedische Lehme schon 1860 durch Analysen in Erdmann's Journal für praktische Chemie nachzuweisen suchte.

Ausser in der Lehmgrube nächst dem Dominium Reussendorf (Oberfl. 475 Meter) fand ich an Yoldien erinnernde Kerne

---

[1]) In der Sitzung vom 2. November 1887 habe ich einige Exemplare der Deutsch. geol. Ges. vorgelegt und zugleich die weiter unten folgende Gliederung des Gebirgsdiluviums skizzirt. Es ist mir gerathen worden, die Notiz über das Vorkommen von Thonkernen, welche an Yoldien erinnern, im blätterigen Thon des Eulengebirges zu unterdrücken. Doch scheint es sachlich nützlich, darauf behufs weiterer Verfolgung der Spur aufmerksam gemacht zu haben. Dass in Diluvialablagerungen des Eulengebirges Bewohner des karischen Meeres am wenigsten vorausgesetzt werden dürften, beeinträchtigt nicht die hervorgehobene Aehnlichkeit.

noch in der unteren grossen Lehmgrube bei Seitendorf (425 Meter). Hier ist der über 3 Meter mächtig aufgeschlossene, blätterige Thon thalwärts geneigt, im Liegenden 12°, im Hangenden 5 — 6°. Die hangende, gelblichgraue Schicht scheint abgerutscht, wobei Kräuselung und Wirrung entlang der Rutschfläche entstand.

Der fast geschiebefreie, blätterige Thon ist $1^1/_2$—4 Meter, gewöhnlich $3^1/_2$ Meter mächtig, wovon $1^1/_2$ Meter schwarzgrauer, 2 Meter gelbgrauer sandiger. Ausser an den genannten Punkten kommt er (im Bereich der Section Charlottenbrunn) bei Kynau (380 Meter) und Niedertannhausen (410 Meter) im Weistritzthal vor, wo ich aber nichts Yoldien-ähnliches gesehen habe, und wo die topographischen Verhältnisse Landseebildung nicht ausschliessen. Der blätterige Thon (oder Faciesbildungen) muss einst die ganze Landschaft unter 560 Meter Horizont überzogen haben, und während oder nach Rückzug des Meeres mit Gebirgsschutt vermengt, umgelagert oder weggeführt worden sein, so dass er jetzt nur noch an wenigen Punkten unverändert ansteht, an anderen fehlt, an noch anderen als Bestandtheil diluvialen Gehängelehmes (sog. Geschiebelehmes) wieder abgesetzt ist.

Dass auch Findlinge unmittelbar auf dem Meeresboden abgesetzt sein können, wurde schon erwähnt, da von solchen als Strandablagerungen die Rede war. Der 560 Meter-Strand lag meist offen vor dem Diluvialmeer, so dass gemischte nordische Provenienzen überall auf dem ehemaligen Meeresboden zu finden sind, wo nicht Barren, Inseln, Strömungen aus engen Fjorden den Import erschwerten. Hinsichtlich der Verbreitung von Tertiärgeschieben ist anzumerken, dass Basalt und Lignit entalng dem 560 Meter-Horizont noch nicht beobachtet worden sind, während von 480 Meter abwärts an einzelnen Stellen (Dittmannsdorf-Seitendorf) Basalt häufig vorkommt, zusammen mit eigenthümlichen Pegmatit- und zelligen Gangquarzsteinen. Ich glaube nicht, dass die schlesischen Tertiärgeschiebe mit Gletschereis transportirt sind, eher noch mit Grund- und Treibeis, möchte aber darauf hinweisen, dass Strömungen der Ostsee heute noch grosse Steine bewegen. So fand man das Wrak eines 1807 auf der Rhede von Kopenhagen gesunkenen englischen Fahr-

zeugs 1844 mit 4—6 k' grossen Steinen gefüllt (ACKERMANN, l. c. S. 42).

Tiefere Strandhorizonte.

Markirt man auf der Karte einen tieferen Horizont, z. B. den mittleren der Strandsäume um 480 Meter, so bemerkt man, dass der Waldenburger Kessel den Meeresfluthen nur noch von N. zugänglich war, durch die Thaleinsenkungen des Hellenbaches und Salzbaches, zwischen welchen die Insel der Wilhelmshöhe bei Hartau der Bucht vorlag. Die Hochebene von Dittmannsdorf-Hochgiersdorf-Liebichau erreicht nahezu diesen Horizont, ragt mit einzelnen Flachbuckeln (Δ 479,4, O. von Juliansdorf, hübsch symmetrisch gerundet; O. von Δ 486,2, bei Hochgiersdorf, auffällige Strandklippen auf rundem Buckel) gerade noch darüber hinaus. Besonders auf dem äusseren Bogen dieses Plateaus (Pfaffenberg, Bögenberg, Juliansdorf, Seitendorf) liegen verhältnissmässig zahlreiche nordische Findlinge, wenn auch nicht von auffälliger Grösse; einwärts nehmen sie ab und auf dem Südgehänge des Dittmannsdorfer Thales habe ich keinen mehr bemerkt, wohl aber Tertiärquarzite; etwas häufiger um die Inseln herum, nordwärts zunehmend, wo auch Basalt, Pegmatit, Gangquarz hinzukommen. Das Weistritzthal unter dem 480 Meter Horizont erscheint als vielfach ausgezackter Fjord mit Spitzen bei Wüstegiersdorf, Lehmwasser, Jauernig, Neugericht, Toschendorfer Zuckermühle, dessen Einlauf durch die flachgerundete Insel des Hackschar auf der Westseite, die Inselgruppe des Höllenberges, Laurienberges, Elflindenberges, Wagsteines und benachbarte auf der Ostseite nur wenig verengt wurde.

Dass man in diesem Gebiet dennoch nur verhältnissmässig wenig Nordländer, und zwar wohl meist umgelagerte (Schenkendorf in Schutt und Lehm, unterhalb Goldene Waldmühle und in Oberweistritz aus solchem ausgewaschen) trifft, dürfte theils der seitlichen (nordöstlichen) Ausmündung des Fjords zuzuschreiben sein, theils dem Stromzug nach aussen, welcher, da nun schon das eigentliche Gebirge über Wasser lag, stark genug gewesen sein dürfte, um das Einflössen von Eisbergen zu hindern.

Südöstlich von der Inselgruppe des Höllenberges etc., S. und SW. von Leutmannsdorf, werden dagegen in und über diesem Horizont nordische Findlinge wieder häufiger, denn hier lag vor dem Strand offene See. Blätterthonabsätze unter dem 480 Meter-Horizont können in der ganzen Zeit niedergeschlagen sein, in welcher sich das Diluvialmeer aus 560 Meter in 480 Meter senkte. Je weiter es sich zurückzog, desto mehr waren aber seine Absätze theilweiser Umlagerung und Vermischung mit auswärts geführtem Gebirgsdetritus ausgesetzt; es kann desshalb nicht auffallen, wenn auf der ganzen Dittmannsdorfer Fläche blätterige Thone fehlen. Man trifft hier Strandlehm wie im 560 Meter-Horizont am Heidelberg u. a. O.; wo Blätterthone etwa gewesen sind, hat sie das über die Fläche sich allmählich zurückziehende Meer wieder weggekehrt oder umgelagert, denn eine von seitlichen Bergen beigeführte schützende Decke fehlte hier.

Es hat kein besonderes Interesse, die Strandfiguration in den nächsten successiven Höhenlagen des Diluvialmeeres auszuzeichnen; die jetzigen tiefen Thalrinnen traten mehr und mehr hervor, als Ausfuhrwege des von den Anhöhen zusammengespülten Diluvialschuttes in die Ebene; als Einfuhrwege konnten sie nicht mehr dienen, die Meeresfluthen empfingen an der Mündung den Schutt und sorgten für seine Weiterverbreitung.

Strandsäume in Collision mit Thalterrassen. Veränderte Thalwege. Gemischtes Gebirgsdiluvium.

Die Mittelhöhe der letzten Strandsaumgruppe oberhalb der in ca. 320 Meter M. H. ansetzenden Ebene ist 380 Meter. Im Weistritzthal setzt sie am Sattel hinter Mährlestein ab, hinter Schenkendorf, am Fuss des Schlossberges (W. vom Schlesierthal); im Goldenen Bachthal zieht sie sich um den Tschorn herum bis Dittmannsdorf; bei Oberweistritz und Breitenhayn greift sie NO.- und SW.-wärts zwischen die Berge. Die verwickeltsten Bergcontouren in diesem Horizont bietet aber die Umgebung von Fürstenstein. Nur bei Schenkendorf kommt (im Bereich der Sect. Charlottenbrunn) in diesem

Horizont blätteriger Thon vor, thalaufwärts aber in höheren Horizonten, und um den Verlauf des Meeresrückzuges verfolgen zu können, wollen wir vom 420 Meter-Horizont ausgehen. Unter demselben liegt das ganze Weistritzthal, abwärts von der Einmündung des Lehmwasserthales bei Mitteltannhausen. Besonders auf der linken Thalseite bemerkt man deutliche Terrassen, d. h. Ueberreste des breiten diluvialen Thalbodens, in welchen der jetzige steilrandig eingeschnitten ist, mit Ausebnungen an manchen Stellen (rechte Thalseite bei Mitteltannhausen), Unterbrechungen durch Klippwände oder Haldenüberschüttungen an anderen; der Tannhäuser Kirche gegenüber tritt vorne auf der Verflächung auch eine isolirte Strandklippe hervor. Die Thalterrasse besteht ganz überwiegend aus einheimischem Gneissschutt; Diluvialgerölle, meist aus dem Waldenburgischen, kommen vereinzelt vor (hinter der erwähnten Klippe ist sogar eine kleine Kiesgrube); eine dünne Decke von steinigem Lehm, fast frei von nordischem Material, zieht sich auf der Terrassenfläche um die Tannhäuser Kirche herum das Wäldchenthal einwärts.

Dieser Thalabschnitt endet an dem mittenvor liegenden Pantenmühlenkopf (456 Meter), welcher zur Diluvialzeit noch mit dem linksuferigen Haubenstein zusammenhing, während die diluviale Thalmulde über den flachen Sattel in 410 Meter M. H. südlich vom Kopf verlief. Als das Meeresniveau so weit gesenkt war, und bevor die Pantenmühlenschlucht geöffnet wurde, stand hier ein kleiner See, dessen Sedimente, zugleich mit den tieferen diluvialen, in der grossen Lehmgrube der Niedertannhäuser Dampfziegelei aufgeschlossen sind. Die in verschiedenen Etagen der $1/2$ Kilometer langen Grube wahrnehmbaren Detailprofile weichen unter einander in Einzelheiten ab, lassen sich aber so zusammenfassen:

	Lätt, abwärts übergehend in	
$1/2$—2 Meter	Gehängelehm, mit vielen Gneisssteinen von benachbarten Höhen.	IV
1 »	Gelber, thoniger Lehm mit weniger Steinen und einzelnen gebirgischen Diluvialgeröllen.	IV/III (neue Thalbildung)

1	Meter	Blauer, plastischer, dünnschichtiger Thon, mit zolldicken, braunen Sandstreifen; fast geschiebefrei.	
2—3	»	Geschiebelehm, streifig, schwebend wellig geschichtet; viele Gneisssteine der Nachbarschaft; Diluvialgerölle aus dem Waldenburger und Eulengebirge; Nordisches und tertiäres sehr spärlich.	III
1—$1^1/_2$	»	Sand, deutlich schwebend geschichtet ⊢ 5^0 NW.; graugelbe, sandige und kiesige Lagen wechseln; durch Manganoxyd geschwärzte, $^1/_2$—$1^1/_2$ Decimeter dicke Bänder am Hangenden und in $^1/_3$ der Mächtigkeit.	
1	»	Schotter Eulengebirgischer und Waldenburger Diluvialgeschiebe und überwiegender Gneisssteine in grobem, rothrostigem Sand. Spärliche nordische und tertiäre Geschiebe. Deutlich schwebende Schichtung ⊢ NW.	
3	» ?	Dünnstreifiger, dunkelgrauer Thon, fast frei von Geschieben (darunter tertiäre, nordische, Waldenburger). Lignitbrocken; Bernstein (in der Berliner Universitätssammlung).	II
		Blätteriger Thon? Gneissgrundschutt.	I

Die ganze Ablagerung von $9^1/_2$—$12^1/_2$ Meter Mächtigkeit fällt gegen den Thalboden ab, wo die Köpfe der untersten, nachmals abgespülten Schichten mit Schwemmschutt überzogen sind. Der Einfallwinkel von 5^0 wird aufwärts flacher. Auf der Nordostseite des Sattels bis hinab zum jetzigen Weistritzbett liegen noch ein paar Kiesgruben mit einzelnen kleinen nordischen Geschieben. Ich betrachte II als Bodenabsatz des Diluvialmeeres, die zu III gehörigen Schichten als diluviale Schwemmgebilde, welche mit dem Rückzug des Meeres begannen und aus umgelagertem Gebirgs- und Meeresdiluvium bestehen. Gegen Ende ihrer Ablagerung öffnete sich das neue Thal durch die Pantenmühlenschlucht, zwischen 410 und 385 Meter M. H., durch welches spätere

Schutttransporte erfolgten, während in der südwärts verbliebenen flachen Ausbuchtung feinere Schlammpartikel zum Absatz kamen (III/IV), z. Th. dem Löss des Gebirgsfusses vergleichbar. Der darüber liegende alluviale Gehängelehm IV entstammt den benachbarten Anhöhen; besonders die Bildung des ihn bedeckenden Lätt dauert noch fort. — Die Spärlichkeit nordischer Geschiebe in dieser Ablagerung bestätigt nur das über Eistransportschwierigkeiten im Weistritzfjord Gesagte.

Zwei Kilometer von der Pantenmühle thalabwärts treffen wir einen zweiten, alten Thalweg der Weistritz südlich vom Mährlestein, welchen der Fluss jetzt auf der Nordseite umzieht. Der alte Thalweg in 385 Meter M. H. lag 20—25 Meter über dem jetzigen. Auf dem Sattel ist in einer Kiesgrube unter $^3/_4$ Meter lehmigem Decksand gelber, undeutlich geschichteter Sand mit spärlichen, kleinen Diluvialgeröllen aufgeschlossen; ausser Gneiss-, Carbon- und Porphyrgeröllen kleine von Feuerstein und nordischem Granit. In alten Lehmgruben WSW. vom Mährlestein steht 410 Meter ü. M. kein eigentlicher Diluviallehm an, sondern umgelagerter Gehängelehm mit spärlichen Diluvialgeröllen.

Vom Mährlestein thalab ziehen sich in ca. 400 Meter M. H. Terrassen, bald rechts bald links deutlicher entwickelt, häufig durch Klippen, Halden oder Verwaschungen unterbrochen. Von einzelnen zerstreuten Diluvialgeröllen abgesehen, bestehen sie aus Gneissschutt bis zum Sattel von Schenkendorf (Kynau), einem dritten ehemaligen Thalweg der Weistritz, welche gegenwärtig 50 Meter tiefer durch die Schlucht des Schlesierthales fliesst. Die Sattelhöhe bei Kynau liegt ca. 370 Meter ü. M.; der obere Rand der dasigen Diluvialablagerungen erreicht aber 385 Meter, also die Höhe des Mährlesteinsattels mit seinem Diluvialsand; und so lange des Meeresspiegel so hoch stand, reichte er über letzteren hinweg bis an den Haubenstein. Oberhalb Kynau spaltete sich der Fjord in einen südlichen Kanal entlang dem Schlesierthal[1]), und einen nördlichen über

[1]) Bei fast allen derartigen veränderten Wasserläufen waren einmal beide gleichzeitig offen und das Wasser vertiefte dann denjenigen, welcher ihm den geringsten Widerstand bot: in diesem Fall wohl der zerrüttete, von Spalten durchzogene Gneiss des Schlesierthals.

Kynau-Schenkendorf zum Hemmstein, wo beide sich wieder vereinigten; doch verband sie schon weiter oben ein Querarm zwischen Schiesshüttenberg und Kohlberg.

Die Diluvialablagerungen auf dem Kynauer Sattel sind auf der Südostseite überwiegend sandig kiesige, auf der Nordwestseite in der Einbuchtung gegen das Schenkendorfer Thälchen thonig-lehmige: auf der einen Seite ist Stromzug vorauszusetzen, auf der anderen stagnirendes Wasser. Auf der Südostseite zeigt eine Kiesgrube am Fuss des Schiesshüttenberges, 375 Meter ü. M., folgendes Profil.

0,3	Meter	Culturboden.	
0,9—1,2	»	Hellgelber, steiniger Gneissgehängelehm.	IV
0,1—0,3	»	Lössartiger, dunkelgelber, fast steinfreier Lehm.	IV/III
0,1—0,4	»	Sand, rothbraun, lehmbindig, geschichtet, fast geschiebefrei.	
0,5	»	Sand, gewöhnlicher, mit Kies- und thonigen Schmitzen; interlacirt geschichtet wie aus intermittirend strömendem Wasser abgesetzt; Material entstammt hauptsächlich dem Kohlengebirge; Sandsteinbrocken.	
0,1—0,2	»	Thon, zart sandig; eben geschichtet; blättert beim Trocknen.	
1,0	»	Sand.	III
$>$ 1,5	»	Sand, mit decimeter-dicken Kieslagen in 0,3—0,5 Meter Abstand. Die obersten derselben dunkel durch reichliche Kieselschiefer- u. a. Kohlensandsteingerölle. Porphyr-, Conglomeratporphyr-, Quarz-, Melaphyr-Porphyrit-, Quarzitschiefer-, graue Gneiss-Gerölle. Kleine abgerollte Feuersteinscherben, spärliche nordische Granitgerölle.	

Verglichen mit dem Profil der Niedertannhäuser Lehmgrube würde der hier ca. $2^1/_2$ Meter tief aufgeschlossene Sand

mit seinen Geschieben dem dortigen Geschiebelehm zu parallelisiren sein; die hangenden, 0,8 — 1,4 Meter mächtigen Sand- und Thonschichten aber wären dem Altalluvium zuzurechnen, einer Zeit, da der neue Thalweg (Schlesierthal) schon soweit vertieft war, dass nur noch zeitweilig Sand durch die alte Passage geschwemmt wurde, während in der sonst bergwärts abgeschlossenen Bucht in der Regel zarte lössartige Schlammpartikel zum Absatz kamen. Der Absatz des oberflächlichen Gehängelehms geht mit feinerem Material jetzt noch von statten.

Auf der Nordwestseite der sanft geneigten Kynauer Sattelfläche war in der grossen Lehmgrube Folgendes aufgeschlossen:

	unter Lätt,	
$1^1/_2$— 3 Meter	Gehängelehm, abwärts Geschiebelehm mit Gneisssteinen.	IV/III
3 »	Blätteriger Thon, oben gelb unten schwarzgrau, mit spärlichen Diluvialgeröllen, darunter Feuerstein und kopfgrosser, polirter, nordischer Granit.	II
	Grundschuttlehm?	I

Die unteren Lagen des nur in einzelnen, wassergefüllten Gruben aufgeschlossenen Thones habe ich nicht gesehen, auch nicht dessen Liegendes, nach Angabe der Arbeiter »roher steiniger Lehm« (Grundschuttlehm?). Der fast geschiebefreie Thon wird gegen das Hangende verworren und zerquetscht, gelb, sandig und geht so in Geschiebelehm (III) über, dessen obere Grenze gegen den ganz ähnlichen Geschiebelehm (IV) nicht angemerkt ist. Ueber dem Gehängelehm und mit ihm verflösst liegt blau und gelb geflammter Lätt. Im Geschiebelehm gesellen sich zu den vorherrschenden Gneissbrocken kleine Gerölle von Quarz, Kieselschiefer, Porphyr, Feldspath aus dem Gebirge, Phyllit, Lignitbrocken, nordischer Granit und Feuerstein. Ein paar kopf- bis cubikfuss-grosse geschliffene und geriefte Granitsteine am Rand der Grube können ebensowohl dem Geschiebelehm als dem Thon entstammen, worin die spärlichen Geschiebe aber meist viel kleiner sind. Yoldien-ähnliches habe ich im Thon nicht gesehen oder gesucht, dagegen hie und da kleine, schwarze

Flecke nach Organischem. Die Schichten fallen 10° in SO., entsprechend dem Thalgehänge.

Die Kynauer Diluvial-Mulde ist auswärts offen, und ihre Ablagerungen ziehen sich nur entlang dem südlichen und westlichen Muldenrand zwischen 380 und 360 Meter M. H. Spärliche Diluvialgerölle am Westrand des Kohlbergs bezeichnen die ehemalige Querverbindung mit dem Schlesierthal. $^3/_4$ Kilometer NNW. von der beschriebenen Lehmgrube liegt jenseits des Schenkendorfer Thälchens in 385 Meter M. H. an der äussersten Muldengrenze eine alte Grube mit sehr steinigem Lehm unter weissgelber, zarter, lössartiger Lehmdecke. Diluvialgerölle fehlen ganz, der Lehm ist umgelagert, mehr Gehänge- als Geschiebelehm. Von da bis hinab zum Hemmstein ist der Geschiebelehm in ähnlicher Weise umgelagert oder ganz weggeführt; die Erosionsthälchen an diesem Gehänge hinab zeigen z. Th. recht auffällige Steilränder und mamelonartige Vorsprünge.

Eine Lehmgrube in 345 Meter M. H., dicht an der Strasse zwischen Schenkendorf und Hemmstein zeigt recht deutlich den Unterschied zwischen Geschiebelehm der Schenkendorfer Mulde und dem durch Umlagerung entstandenen Gehängelehm. Die Grube hatte 2 Etagen mit flach auswärts geneigter Stufe; in der oberen:

$^3/_4$	Meter	weissgelber, lössartiger Lehm.	
$1^1/_2$	»	gelbsandiger Gehängelehm mit einzelnen Gneisssteinchen.	IV
2—3	»	roher, steiniger Gneissgehängelehm.	IV/III
		Gneissgrundschutt.	I

Diluvialgeschiebe, z. B. Porphyr, sind hier sehr selten; wenn auch Nordisches vorkäme, so würde es die Stellung dieses Lehms nicht ändern.

Unter dem Hemmstein vereinigt sich in ca. 310 Meter M. H. das jetzige Weistritzthal (Schlesierthal) wieder mit dem ehemaligen. Es ist hier ein bemerkenswerther Absatz aus dem 380 Meter-Horizont in den 320 Meter-Horizont des Gebirgsrandes, welcher bis in's Schlesierthal eingreift. Wir werden darauf zurück-

kommen und wollen vorerst das Dittmannsdorfer Thal aus Hor. 440 Meter abwärts verfolgen.

In dieser Höhe tritt die vom Bärengrund-Altwasser-Sattel herabkommende Reussendorfer Mulde an das Thal des Zwickerbaches, welcher Dittmannsdorf durchfliesst und abwärts Goldener Bach heisst. Im Winkel endet eine aus 460 in 440 Meter sich herabziehende Hügelreihe, mit dem Bach auf der NW.-Seite, einer fortlaufenden Lättmulde auf der SO.-Seite; letztere ist der Boden eines ehemaligen, höheren, jetzt vom Bach verlassenen Thalarmes. Die einstmalige Insel ist besonders auf der Thalseite mit steinigem, umgelagertem Geschiebelehm 3 bis 4 Meter dick bezogen, welcher stellenweise an Grundmoräne erinnert (eine Klippe auf der linken Thalseite, am Abweg nach Schuckmannsschacht etwa 0,4 Kilometer thalaufwärts, hat undeutliche Rundhöckerform). Von dieser Bifurkation $^1/_2$ Kilometer thalabwärts beginnt eine zweite mitten in Dittmannsdorf, dessen Häuser theils unten im neuen Thal liegen, theils entlang dem alten Thalweg; die Chaussee verläuft zwischen beiden auf dem Inselrücken. Die Bifurkation senkt sich auf fast Kilometer Länge aus 425 in 405 Meter, und da die Sattelhöhe des alten Thalbodens 425—430 Meter erreicht, so ist der neue Thalweg 20 Meter tief eingeschnitten, und zwar mit steilem, klippig-rüfigem Südgehänge in sehr zerrüttetem, faulem Gneiss.

Der alte (nördlichere) breite, flache Thalboden bildet die Basis einer nordwärts ansteigenden Ausmuldung im Dittmannsdorfer Plateau, welche in weitem Bogen vom Höhenrücken Hochgiersdorf, Juliansdorf, Krausendorf umrandet wird, worauf die neue Chaussee verläuft. Auf flach gerundeten Anschwellungen überragen hier und da steinskärähnliche Blockanhäufungen das flache Becken, besonders im Horizont 440—460 Meter.

Die zahlreichen Lehmgruben in diesem alten Thalboden zeigen Lätt, welcher abwärts in 2—3 Meter tief aufgeschlossenen, weiss-gelb-blau geflammten, rauhen, griesig-steinigen Gehängelehm übergeht. Die meisten Steine sind aus der Nachbarschaft, z. B. Cordieritgneiss, oft gerundet und von grösserem Kaliber; Diluvialgerölle sind klein, nordische selten. Oberhalb 430 Meter

erscheint an den Hügelrändern anstatt dieses Thalschwemmgebildes lehmig-steiniger Grundschutt, welcher ebensowohl prae- als post-diluvial sein kann.

Auf der langgestreckten Insel zwischen beiden Thalläufen liegen entlang einem älteren Weg Diluvialgerölle, welche kein altes Strassenschottermaterial zu sein scheinen. Die mit steinigem Gehängelehm dünn überzogenen Klippen scheinen fleckenweise gescheuert, und an einer Stelle, dicht an der Chaussee, sind sie geschrammt.

Thalabwärts bis zum Weg nach Schindelhengst sind am linken Thalgehänge mehrorts kleine Ablagerungen von Diluvialgeröllen aus dem Waldenburger Kohlengebirge entblösst, an letzter Stelle 390 Meter ü. M. undeutlich geschichtet. Auch am Anschnitt der neuen Strasse wurden solche am Südfuss des Tschorn in 380 Meter M. H. blossgelegt, von wo sie bis zur Profilstufe in ca. 405 Meter reichen dürften. In dem jetzt sehr verwaschenen und verrollten Anschnitt lag auf Gneissgrundschutt (I) 2 bis 3 Meter Geschiebelehm (? III), d. h. in griesigen Lehm gepackte abgestossene interne Gneisssteine, spärliche Eklogitbrocken, und zahlreiche Diluvialgeschiebe, Quarz- und Kieselschiefergerölle aus dem Steinkohlengebirge, Waldenburger Porphyr, tertiärer Quarzit, nordische Granitgerölle, von welchen ein Paar kubikfussgrosse noch an der Chausse liegen. Auf diesem Geschiebelehm soll nasser rutschiger »Lätt« gelegen haben, darüber $^1/_2$ bis 1 Meter Gneissgehängeschutt. An einem benachbarten Klippvorsprung und auf der jenseitigen Thalseite gewahrt man handgrosse Scheuerflächen.

Ausser diesem südlichen Arm des Thales bestand noch ein zweiter, nördlich um den Tschorn herum, als das Diluvialmeer den Horizont 410—415 Meter erreichte; die deutlichsten Strandmale sind die fast horizontal, $^1/_2$ Kilometer weit südwärts von Tschorn ausgestreckte Bergzunge und ein gleichhoher flacher Sund, welcher den Spittelberg in ca. 410 Meter M. H. vom Hospitalwalde abtrennt; auf dem Spittelberg bemerkt man Strandklippen in 425 Meter M.H., auf der Südseite des Sundes einzelne Diluvialgerölle. An den Steilgehängen des Goldenen Baches

zwischen Tschorn und Fabichberg (Schlosslehne) sind etwaige Strandsäume durch Haldenschutt verwischt; nördlich und westlich vom Tschorn erscheinen sie auf dem gegenüberliegenden Thalgehänge, theilweise ausgeflacht. Ein flacher Sattel in 405 bis 410 Meter M. H., am Weg von Dittmannsdorf nach Schindelhengst, ist der höchste Punkt des alten Wasserlaufes Nord um den Tschorn herum; hier liegt horizontal geschichteter Gneiss-Sand und -Gries ohne fremde Diluvialgerölle unter 1—1$^1/_2$ Meter Gneissgehängeschutt; abwärts wird der Thalboden breit, flach und torfig, bis er östlich vom Tschorn sehr verengert beim Goldenen Steg sich mit dem jetzigen wieder vereint. Eine deutliche Terrasse an der Ostseite dieses Thalhalses[1]) in 370 Meter M. H. deutet auf eine einstmalige Thalsperre beim Goldenen Steg.

Von hier thalabwärts sind die Lehnen des Goldenenbachthales mit tiefem Gehängelehm bezogen, besonders am Auslauf des Hochgiersdorfer Thales und bei der Goldenen Waldmühle, wo nordische Granitgerölle häufiger werden. Sie mögen mit dem Lehm theilweise umgelagert, vielleicht auch schon abgelagert sein, als bei einem Meeresstand $\geqq$ 410 Meter nordische Drift noch in den Weistritzfjord dringen konnte.

Einige Strandsäume bei der Waldmühle liegen 380, 360, 340 Meter ü. M., auf der anderen Thalseite abwärts: 450, 420, 380, 360, 350 Meter. Hier erreicht die Thalsohle des Goldenenbaches den 320 Meter-Horizont, welchen wir beim Hemmstein verlassen hatten. Eine oft unterbrochene Thalterrasse folgt ihm aus dem Schlesierthal abwärts, bald auf dem rechten Ufer, bald auf dem linken, bis zu Schanz' Villa in Oberweistritz; die Terrassenstufen greifen in die bei Oberweistritz einkommenden Seitenthälchen und werden stellenweise breite Flächen; einzeln zerstreute Diluvialgerölle sind ziemlich allgemein. Wenig mächtiger, umgelagerter Lehm (IV/III) zeigt sich auf der Terrassenfläche schon Breitenhayn gegenüber; mächtigere Ablagerungen

[1]) In demselben scheint ehemals Goldwäscherei betrieben worden zu sein. Ein alter Aufschlaggraben und drei jetzt vertorfte Teiche dienten später anderen Zwecken.

finden sich NW. vom Forsthaus, beim Kirchhof, namentlich aber hinter dem Schloss von Oberweistritz.

Aus im Detail etwas variirenden Einzelprofilen der dasigen Lehmgruben lässt sich folgendes schematisches Profil zusammenziehen:

1,5	Meter	Gehänge-Lehm und -Schutt; roh, ockrigsandig. (Fehlt mitunter.)	IV
1—2,5	»	Löss; weiss, gelb, porös; abwärts undeutlich geschichtet und in dünnstreifigen, weissen, sandigen Thon übergehend. Knochen, nach Angabe eines Arbeiters in der vorderen Lehmgrube gefunden.	IV/III
> 2	»	Geschiebelehm; gelb, sandig, mit Thonschmitzen und spärlichen Geschieben (meist Gneiss, seltener Porphyr, Quarz, Nordländer). Am Abhang, wo der Lehm ausstreicht, sind die Geschiebe häufiger, wohl durch Liegenbleiben.	III
0,3	»	Sand, ockerstreifig, mit Thonschmitzen.	
> 2	»	Grus und Kies, lehmig und mit Thonschmitzen. Neben Gneisssteinen reichliche Diluvialgeschiebe: Quarz, Kieselschiefer, tertiärer Quarzit, Kieselconglomerat, kopf- bis kubikfussgrosse Nordländer.	

Die zahlreichen Gerölle der untersten Schicht dürften grösstentheils direkt abgelagert sein, also III/II. Viele derselben, auf der Lehmfläche NW. vom Forsthaus und hinter den Höfen am Weg zum Pfaffenberg, scheinen erst aus dem Lehm ausgespült.

Bei den Oberweistritzer Lehmablagerungen fällt vor Allem deren dicke Lössdecke auf, welche vom Gebirge auswärts zunimmt, wie schon ein Vergleich der Profile von Niedertann-

hausen thalabwärts ergiebt. Auf der Ebene vor dem Gebirgsrand nimmt Löss weitere Flächen ein; doch erhält selbst lehmig-kiesiger Boden durch lange Bearbeitung und ständiges Auslesen der Steine an der äussersten Oberfläche ein lössähnliches Aussehen, und ohne tiefere Aufschlüsse sind daselbst Irrthümer leicht möglich. Ich komme hier nochmals auf den tiefen Gehängelehm der Waldmühle zurück, welcher in alle Bachthäler NO. von da eingreift. Er ist lössartig in seiner Grundmasse, weniger mit Steinen und Diluvialgeröllen gespickt als gewöhnlicher Gehängelehm, in welchen er aufwärts übergeht. Seine obere Grenze folgt im grossen Ganzen der Thalsenkung, so dass er z. B. am Latschenbach, N. vom Rabenstein, 370 Meter erreicht, oberhalb der Latschenbrücke aber 430 Meter; an manchen Gehängen fehlt er ganz, an anderen greift er in kleinen Seitenmulden deltaförmig aufwärts. Ich glaube, dass er auf Boden zusammengespült ist, welcher dichter mit Geschiebelehm bezogen war, als das Gebirgsinnere. Andere, im Vorgehenden erwähnte Lössablagerungen mögen aber eine ähnliche Entstehung haben wie der Lätt der Jetztzeit: es sind zarte, durch Regenwasser zwischen weiter spriessendes Gras gespülte Staubpartikel, welche vorher durch Wind vom gröberen weggeblasen und über die Gehänge vertheilt waren. Ich glaube nicht, dass VON RICHTHOFEN's Lösstheorie irgendwie an Bedeutung verliert, wenn einzelne lössähnliche Gebilde auch die Mitwirkung des Wassers erkennen lassen; denn die Bedeutung dieser Theorie liegt im Heranziehen eines neuen geologischen Agens, welches wirksam gewesen sein muss, so lange es auf Erden trockenen Boden und Winde gab.

Rand der Ebene.

Am Rand des Gebirges gegen die Ebene zieht sich westlich von Burkersdorf ein dreieckiger Diluvialzipfel (Gerölle, Kies Sand) zu Δ 430,3 Meter, d. i. 120 Meter über die hier durch einen niederen Steilrand markirte Grenzlinie der Diluvialebene. Dies ist ein übrig gebliebener Fetzen der ehemaligen Diluvialdecke des Gebirges. Vor der Weistritzmündung breitet sich ein nur $^{9}/_{1000}$ geböschtes Delta von Gebirgsdiluvium, abgelagert, als das Meer

noch in das Weistritzthal eingriff. Im Delta verblieb eine 3/4 Kilometer breite, etwa 5 Meter tiefe Stromrinne, in deren Boden erst nach Rückzug des Meeres die jetzige, alluviale Thalrinne 100—120 Meter breit gerissen wurde. Hier kann man Proben von allem Material des Gebirgsdiluviums sammeln, und bemerkt zunächst, einen wie untergeordneten Antheil an der ganzen Masse nichtgebirgische Geschiebe nehmen. Aber auch hinsichtlich der gebirgischen darf man sich nicht irre führen lassen. Gneissgerölle sind zwar ganz vorherrschend, aber nicht solche vom leicht verwitternden, kleinkörnig-schuppigen Gneiss, sondern die vom widerstandsfähigen, grobkörnig-breitflaserigen; fast aller Kohlensandstein ist zu Sand zermahlen, so dass aus dem Kohlengebirge Porphyre überwiegen; Amphibolit- und Gabbrogerölle sind nicht selten, denn ein jeder Stein dieser Gebirgsarten, welcher im Gebirge seinen Weg antrat, konnte ihn auch zurücklegen, ohne ganz zu Staub zerrieben zu werden. Bei der Musterung einer Kiesgrube entgehen einem die seltenen Vorkommnisse: Phyllit, Tertiärsandstein, Devonconglomerat, Nordländer, Feuerstein und dergl. viel weniger, als charakteristische Exemplare der allergewöhnlichsten; und ich glaube, dass eine Sammlung von Geschieben in der Regel am meisten von dem enthält, was in der Kiesgrube am seltensten ist.

Schwächere Wasserläufe als die Weistritz legten vor ihrer Mündung anstatt grösserer Flachdelta's steilere Schuttkegel ab, z. B. das Ludwigsdorfer Wasser, dessen Schuttkegel gleichfalls von einem breiten Diluvialkanal mit unbedeutender Alluvialrinne in seinem Boden durchschnitten ist. Der nördlich von der Rinne vom Schuttkegel verbliebene Kretschamberg zeigt deutlichen Schuttkegelbau: die Kies- und Sandschichten fallen dem Kegelmantel gleichsinnig unter ca. 40° gegen die Ebene ab und biegen nahe der ebenen Oberfläche des Hügelkopfs horizontal um, entsprechend dem Bau unter stehendem Wasser abgelagerter Schuttkegel, z. B. dem der Arve bei Genf. Auf der Südseite der Rinne ist der Kegel weiter ausgedehnt und flacher; in einer Sandgrube daselbst liegt feinster, z. Th. lehmbindiger, lössartiger Formsand zwischen Kies- und Sandschichten, welche auf die

auffälligste Weise, mitunter rückläufig, gekrümmt und verschlungen sind — offenbar durch Wirbelströme.

Zwischen Weistritz- und Ludwigsdorfer Wasser tritt noch der Kohlbach aus den Bergen in die Ebene. Er ist und war zu wasserarm, um sich in seinen Schuttkegel merklich einzugraben, und fliesst jetzt noch auf dessen Rücken. Der Kohlbachschuttkegel besteht an der Oberfläche aus zartem Sandlöss. (Jahrb. d. Geol. Landesanstalt für 1886, S. 315.)

Interne Thalterrassen (Fortsetzung).

Kehren wir nochmals in die inneren Gebirgsthäler zurück, um auf die internen, von Meeresthätigkeit unabhängigen Diluvialerscheinungen einen Blick zu werfen, so fallen uns auch in den Seitenthälern Terrassen in das Auge, wie solche vom Weistritz- und Dittmannsdorfer Thal bereits erwähnt wurden. Sie coincidiren streckenweise mit einzelnen der vielen, übereinander liegenden Strandsäume, schleppen sich mit solchen, folgen aber im Ganzen dem Thalgefälle, wenn auch mit geringerer Neigung als die jetzigen Thalwege. Aus einer Zusammenstellung im Jahrbuch der Kgl. Geol. Landesanstalt 1883, S. 545 ergiebt sich z. B.:

Weistritzthal, Niederwüstegiersdorf-Hausdorf; Gefälle des Thalweges 0,013, Gefälle der Terrassenlinie 0,008;

Lehmwasserthal, westliche Blattgrenze Mitteltannhausen; Gefälle des Thalweges 0,020, Gefälle der Terrassenlinie 0,016;

Jauerniger Grund, südliche Blattgrenze Hausdorf; Gefälle des Thalweges 0,040, Gefälle der Terrassenlinie 0,026;

Eulenwasserthal, Wüstewaltersdorf-Hausdorf; Gefälle des Thalweges 0,028, Gefälle der Terrassenlinie 0,020;

Dittmannsdorfer Thal, Dom. Reussendorf-Tschorn; Gefälle des Thalweges 0,021, Gefälle der Terrassenlinie 0,015.

Aufstauungen, welche solch' geringeres Gefälle veranlassen konnten, haben wir sowohl im Dittmannsdorfer als Weistritz-Thal kennen gelernt.

Ausser den hier erwähnten sieht man noch deutliche Thalterrassenfragmente im Unterdorf von Heinrichau und Mühl-

bach, beim Gut Michelsdorf, im unteren Schlesierthal, Ludwigsdorfer und Leutmannsdorfer Thal. Zwischen einzelnen Fragmenten sind die Terrassen aber oft kilometerweit unterbrochen, ausgeflächt, mit Halden überstürzt, an klippigen Gehängen wohl nie vorhanden gewesen; ein materieller Unterschied der Bodenbeschaffenheit über und unter den Terrassenlinien ist in der Regel nicht wahrzunehmen. Sie sind mit Gehängelehm (IV) überzogen, welcher abwärts gewöhnlich in Grundschutt übergeht; nur in einzelnen Entblössungen findet man in Sand- Kies- und Geröllebänken, über dem jetzigen Thalboden aber im Bereich der Thalterrassenmasse interne Diluvialgeschiebe, welche zwar dem Thalsystem angehören, aber nicht dem Querprofil des Aufschlusspunktes. So liegt bei Charlottenbrunn (Jahrbuch 1883, S. 542) 445—450 Meter ü. M., ca. 30 Meter über dem jetzigen Bachbett auf 14^0 geneigter Unterlage von losem Kohlensandsteingrundschutt in nahezu horizontalen, thalwärts convergirenden und zusammenlaufenden Schichten: rother, fast geschiebefreier Sand mit Porphyrbröckchen; rother geschiebereicher Sand, fingerartig in's Liegende eingreifend; gelber Sand mit lehmigen Zwischenlagen; darüber von oben abgeschwemmter Kohlensandsteinschutt. Ausser rother Farbe, Lagerungsweise, Lehmschmitzen fällt hier vor allem die Fremdartigkeit der Geschiebe auf: Porphyr, versteinertes Holz, Quarzconglomerat, Culmgrauwacke, blutrother Quarz mit weissen Adern, Prasem, Carneol, grünliche Schiefer, hälleflintähnlicher Felsit, weissglimmeriger Gneiss und Anderes, was der Umgebung von Charlottenbrunn und besonders dem Thalquerprofil über der Sandgrube fremd ist. Besondere Aufmerksamkeit verdienen Gerölle aus dem Carbonconglomerat mit rauhen Eindrücken[1]), wie man sie an Geschieben der Alpenmuhren so häufig sieht, und welche darauf hinweisen, dass zu Ende der Diluvialzeit auch hier muhrenartige Schuttströme sich durch die Thäler wälzten.

Aehnliche, wenn auch im einzelnen stets etwas eigenthümliche Ablagerungen kommen in allen den genannten Thälern mit Terrassen vor, um so häufiger, je weiter thalwärts; es gesellen sich

[1]) Es liegt keine Verwechselung mit den bekannten gequetschten Geröllen des Carbonconglomerats vor.

auch nordische Geschiebe hinzu, welche nach vielfacher Umlagerung hier Ruhe fanden. In Thälern, welche das Culmgebiet durchschneiden, z. B. Eulenwasser-, Michelsdorfer-, Leutmannsdorfer-, Ludwigsdorfer Thal erhalten diese Ablagerungen durch die vorherrschenden Culmgerölle ein besonderes, oft recht zweifelhaftes Gepräge.

In den weitaus meisten Fällen ist aber das Material der Thalterrassen Gneissschutt von den benachbarten Gehängen, und die diluvialen Schuttkegel und Schutthalden, welche solchen unmittelbar zuführten, unterscheiden sich mehr durch Grösse und Lage, als materiell von den heutigen; ihr Alter lässt sich am besten nach ihrem Eingreifen in die Thalterrassen beurtheilen.

Ausser durch Schuttströme und Haldensturz gelangte und gelangt wohl noch Gebirgsmaterial aber auch durch langsames allmähliches Abwärtsschreiten, selbst auf wenig geneigten Berggehängen in die Thäler, durch Vorgänge, welche auch die sogenannten »Wandersteine« bewegen. Ich vermag mir nicht wohl anders zu erklären, wie z. B. bei Heinrichau Gabbroblöcke auf nur 0,09 geneigtem Gehänge $^3/_4$ Kilometer weit in's Thal gelangten, als auf dem gleitenden Schutt, welcher gleichzeitig die Schichtenköpfe des faulen zerrütteten Gneisses in seiner Bewegungsrichtung umlegte.

Gebirgsgletscher.

Solche Umstauchungen der Schichtenköpfe kommen häufig vor; wollte man sie Gletschern zuschreiben, so müssten sich solche fächerartig von fast jedem Hügelkopf ausgebreitet haben. In einer Baugrube von Grocksch's neuer Fabrik zu Wüstewaltersdorf, hart am Thalrande, sah man 1883, wie sich alter Bachschutt (über der jetzigen Hochfluthlinie) zwischen die in Stromrichtung umgelegten zerscherbten Gneissschichten geschoben und letztere stückweise mit fortgeschleift hatte. Hier liegen Ursache und Wirkung so unmittelbar vor Augen, dass von Missdeutung keine Rede sein kann.

Dasselbe gilt von Wasserscheuerspuren in jetzigen Wasserläufen (Weistritz unter Kynsburg, Schlesierthal, Oberweistritz, Goldener Bach gegenüber Tschorn), welche im

Ganzen aber weniger häufig und charakteristisch sind, als man in einem Gebirge mit so vielen Bachthälern erwarten könnte. Unbedeutende Scheuerspuren an Klippwänden oberhalb der jetzigen Thalsohle (Weistritzthal in Mitteltannhausen, am Rabenstein, Wäldchenbachthal nahe Erlenbusch, Goldbachthal und Dittmannsdorfer Thal an den schon bemerkten Punkten) deuten in Zusammenhang mit den wundgedrückten Geröllen von Charlottenbrunn auf Muhrenschutt, welcher sich das Thal entlang wälzte. Nach meiner Auffassung der Gletscherbewegung ist zwischen solchem und Gletschergrundschutt kein gar grosser Unterschied.

Gleitharnische, oft mit den schärfsten Riefen kommen namentlich im Porphyr (Reimsbachthal) und auf Fibrolithgneiss häufiger vor, so dass kleinere isolirt freigelegte Flächen mit Gletscherschliffen verwechselt werden könnten, wie die umgekehrte Verwechselung ja sogar L. von Buch passirt ist. Durch Witterung abgerundete Kohlensandsteinbänke ähneln mitunter Rundhöckern, tragen sogar Riefen in Folge ungleich rascher Verwitterung entlang Schicht- und Kluftflächen und in der Zwischenmasse. Im Steinbruch nahe dem Beinertschacht bei Charlottenbrunn wurden 1883 solche Flächen abgedeckt, die man in's Museum hätte schicken können. Endlich könnten Radschrammen, welche auf frisch abgespülten, steilen, steinigen Wegen ungemein häufig zum Vorschein kommen, manchmal wohl für Gletscherschrammen gehalten werden, besonders wenn sie auf längst verwachsenen und vergessenen Waldwegen zufällig wieder abgedeckt werden. Ein Probestück aus der Umgegend von Heinrichau habe ich einmal der Deutschen geologischen Gesellschaft vorgelegt.

Diese Pseudoglacialphänomene konnten nicht dazu veranlassen, im Eulengebirge oder Waldenburger Gebirge Gletscher vorauszusetzen, welche an der Umlagerung des Gebirgsdiluviums theilgenommen hätten. Im Herbst 1887 fand ich aber in Dittmannsdorf, am oberen Kopf der S. 96 beschriebenen Bifurkationsinsel, in 425 Meter M. H., hart an der Chaussee auf gescheuerter Klippfläche 2 Schrammen, die ich für Gletscher-

schrammen halte. Sie sind dem Thallauf entsprechend N. 53 O. gerichtet, und da die Stossseite des Höckers SW. (thalaufwärts) gewendet ist, so kann nur an eine Gletscherbewegung aus SW. in NO., d. h. thalabwärts gedacht werden.

Der Gletscher kann nach der gegebenen Thalfiguration nur von der Ochsenkopfgruppe (Lange Berg 690, Ochsenkopf 776,6, Kandersberg 773,5) aus etwa 700 Meter Sattelhöhe herabgekommen sein, entlang dem Zwickerbachthal und seinem Reussendorfer Seitenthälchen; den Sattel in 486 Meter M. H. hat er nicht berührt, woraus erklärlich wird, dass die dasigen blätterigen Thonablagerungen intakt geblieben sind. Mit Rücksicht auf diesen Gletscher wurden weiter oben die Diluvialgerölleablagerungen des Dittmannsdorfer Thals etwas ausführlicher beschrieben und darauf hingewiesen, dass einige derselben auch Gletscher- oder Untereismuhren-Bildungen sein könnten. Rand- oder Stirnmoränen fehlen aber, und irgend welchen bemerkenswerthen Einfluss auf die Gestaltung des Gebirgsdiluviums hat dieser Gletscher nicht ausgeübt. Dasselbe gilt von anderen, deren Existenz aus diesem einen geschlossen werden muss, da ja im Eulengebirge über 1090 Meter hohe Berge vorkommen. Sammelte sich in der Ochsenkopfgruppe der Zwickerbachgletscher, so muss beispielsweise aus derselben gleichzeitig ein Lehmwassergletscher geflossen sein, welcher mit Verstärkungen aus dem Nessel- und Drechslergrund vielleicht das Weistritzthal erreichte und an der Bildung der S. 102 beschriebenen Gerölleablagerung bei Charlottenbrunn betheiligt war; Moränen hat er aber auch nicht hinterlassen. Die Gegend am Fuss der Hohen Eule, zwischen Zedlitzheide und Wüstewaltersdorf, erinnert noch am meisten an »Moränenlandschaft«.

Die Entfaltung von Gebirgsgletschern mag mit dem Aufsteigen der Berge aus dem Diluvialmeer Schritt gehalten haben; die Gletscher erreichten vielleicht den Strand und trugen zu Umlagerung der Meeresdiluvialablagerungen ebenso mit bei, als Schuttführende Wildbäche auch ohne Eisdecke gethan haben würden.

Aus paläometeorologischem Gesichtspunkt sind sie interessanter, als aus geologischem. Aus den Meereshöhen und

Jahrestemperaturen von Niederwüstegiersdorf, Eichberg, Schneekoppe, Friedland, welche Herr Dr. Hellmann die Güte gehabt hat, mir mitzutheilen, ergiebt sich als mittlere Lufttemperatur bei Waldenburg, aber in 700 Meter M. H., 5,0°; und dieser entspricht nach einer S. 16 Anm. mitgetheilten Gotthardformel, die Bodentemperatur 6,9°. War die Ochsenkopfgruppe noch vergletschert, als sie bereits 700 Meter M. H. besass, so sollte nahe ihren Gipfeln eine Bodentemperatur von ca. 0° oder Lufttemperatur von ca. — 6,5° geherrscht haben; daher Temperatursteigerung seit jener Zeit ca. 5 + 6,5 = 11,5°. War die Gruppe dagegen schon vergletschert, als sie nur 250 Meter über das Diluvialmeer herausragte, dessen Strandsaum im jetzigen 550—560 Meter-Horizont lag, so herrschte an den Ochsenkopfbergen gleichfalls die Bodentemperatur 0° und die Lufttemperatur — 6,5°, an ihrem Fuss (im damaligen Meereshorizont) aber die Lufttemperatur — 5,1°, während die gegenwärtige Temperatur daselbst, auf Meereshorizont reducirt, 8,9° beträgt; daher Temperaturzunahme seit jener Zeit 5,1 + 8,9 = 14,0°. Ich möchte glauben, dass die Temperaturänderung nach jeder dieser Berechnungsweisen zu hoch gefunden ist, und führe nur vergleichsweise an, dass die Lufttemperatur am Gotthard seit Ende der Gletscherzeit ca. 5° gestiegen scheint. (Geol. Beob. im Tessinthal, S. 126.)

Einen mächtigeren Einfluss auf die Vergletscherung der deutschen Mittelgebirge als herabgesetzte Lufttemperatur, übten wohl die damit verknüpften reichlicheren Niederschläge, welche auch schon die insuläre Lage bedingte. Diese Niederschläge numerisch abzuschätzen, fehlt jetzt jeder Anhaltepunkt; doch ist anzunehmen, dass bei fast ununterbrochenem Schneefall eine Art Gletscherbildung auch noch auf Boden stattfinden kann, welcher merklich wärmer ist als 0°, wodurch die Voraussetzung der hier berechneten Temperaturänderungen entbehrlich werden würde. Unwahrscheinlich kommt es mir vor, dass in der Abkühlung der Erdkruste zu Ende der Pliocänzeit ein Sprung eingetreten sei, nämlich rasche Abnahme der Bodenoberflächentemperatur, welcher dann zu Ende der Eiszeit wieder Zunahme gefolgt wäre. Oert-

liche und zeitliche Schwankungen der Lufttemperatur lassen sich noch eher erklären, und als Folge derselben veränderte Niederschläge, resp. Abkühlung des Bodens auf 0^0 durch Schnee und Eis.

VIII. Schematische Gliederung des Eulengebirgischen Gebirgsdiluviums.

I. Grundschutt; in situ oder von Fliesswässern (Gletschern?) oberflächlich verschwemmt und umgelagert. Sturzblock- und Trümmerhalden (Hausdorf, Sect. Rudolphswaldau). Alte Schuttkegel und Muhren (NW.-Fuss der Hohen Eule). Glimmersand nach verwittertem Gneiss, z. Th. noch in situ zwischen weniger verwitterten Gneissbänken (Ostfuss des Wolfsberges, Judendreh). Rauher steiniger Gneisslehm ohne Diluvialgeschiebe (S. v. Hahn 660 Meter; Dorfbach 600 Meter). — Diese Gebilde können oberhalb des Diluvialmeerhorizontes entstanden sein oder vor Einsenkung des Gebirges unter den Meeresspiegel; oder sie entstanden und entstehen noch auch an Stellen, wo die Diluvialablagerungen wieder weggeführt wurden. (Es giebt also ebensowohl ante- als postdiluvialen Grundschutt.)

II. Meeresdiluvium, aus der Zeit, da skandinavische Gletscher im Diluvialmeer kalbten, aus welchem das Eulengebirge über dem jetzigen 560 Meter-Horizont hervorragte.

1) Strandbildungen. Strandsäume (allgemein); Strandklippen (z. B. Haubenstein, Geierstein, Breitestein, »Felsblock«, Schwarze Berg u. a. — alle in ca. 560 $\pm$ Meter); Findlinge, von gestrandetem Eis abgesetzt (Heinrichau-Leutmannsdorf 520 Meter, Heinrichau-Wüstewaltersdorf 620 Meter?); Strandlehm (Heidelberg 560 Meter); Strandbänke, aus theils gebirgischem, theils maritimem, von den Meeresfluthen geschichtetem Material (Hexenstein-Hausdorf, 555 Meter).

2) Bodenablagerungen. Ausser Findlingen und Geschieben, welche das Eis vom Horiz. 560 Meter bis in die

Ebene hinab abbürdete, bevor es strandete: Blätteriger Thon, sandig am Liegenden, Hangenden und in Strandnähe; am Hangenden öfters verworren, mit Geoden, Yoldienkernen (?), spärlichen internen, tertiären, nordischen Geschieben, Lignitbrocken, Bernstein (Reussendorf 486, Seitendorf 425, Niedertannhausen 410, Kynau 380 Meter).

III. Meeresdiluvium und Gebirgsschutt umgelagert und vermischt, während Rückzuges des Diluvialmeeres und der skandinavischen Gletscher (Vorschub der Gebirgsgletscher?) und später. Die Strandablagerungen II. 1) beginnen schon diese Reihe. Strandsäume und Strandklippen in tieferen Horizonten (allgemein); Scheuerspuren an Thalwänden (Weistritz, Goldener Bach); Gletscherschrammen (Dittmannsdorf); Geschiebe mit rauhen Eindrücken (Charlottenbrunn); Umgestauchte Schichtenköpfe (Heinrichau, Wüstewaltersdorf, Schenkendorf-Klinke u. a.); Findlinge und heimische Klippblöcke, am ursprünglichen Absatzort liegen geblieben oder verzerrt; Trümmerhalden, Schuttkegel, Muhren. Hauptgebilde: Geschiebelehm, dessen Thongehalt theils dem blätterigen Thon II. 2) theils verwittertem Gebirgsgrundschutt entstammt, während die eingepackten Steine überwiegend aus dem benachbarten Gebirge herrühren; tertiäre und nordische Geschiebe aus II, woher auch vereinzelte Lignit- und Bernsteinvorkommnisse. (Plateau Hochgiersdorf-Seitendorf 460 bis 480 Meter, diluvialer Thalboden der Weistritz bei Wüstegiersdorf 470, Obertannhausen 460, Niedertannhausen 410, Kynau 380, Oberweistritz 320; dto. des Zwicker-Goldenenbachs bei Reussendorf 486, Dittmannsdorf 420 Meter.) Sand-, Kies- und Gerölle-Ablagerungen, worin Steine aus der Nachbarschaft gegen tertiäre und nordische Geschiebe gleichfalls überwiegen, namentlich in den höheren Thalverzweigungen; theils chaotisch, theils geschichtet. (SW. von Leutmannsdorf 440, Charlottenbrunn 435, Mährlestein 380, Kynau 370, Seitendorf 445, Dittmannsdorf-Tschorn 450—430 Meter.)

III/IV. Ein rother Strich (Lehm, Sand oder Kies) markirt öfters die elastische, wenn nicht willkürliche, obere Grenze der

Diluvialablagerungen gegen das Altalluvium, welches durch neue Thalwege (Weistritz bei Niedertannhausen, Mährlestein, Kynau; Zwickerbach-Goldbach in Reussendorf, Dittmannsdorf am Tschorn), Thalterrassen (häufig in allen Bachthälern), Erosionsmulden, Wasserscheuerspuren topographisch; durch lössartige Ablagerungen (Säugethierknochen (?) in Umgegend von Oberweistritz) materiell charakterisirt ist. Halden-, Schuttkegel-, Muhren- und andere Gehängeumlagerungen greifen aus dem Diluvium in's Alluvium hinüber. Alter Torf (Lehmwasser).

IV. Alluvium. Gehängelehm, aus Material von I—III vielleicht wiederholt umgelagert, weshalb tertiäre und nordische Geschiebe auch nicht ausgeschlossen sind. Trümmer- und Blockhalden, Schuttkegel. Ueberschwemmungsschutt der Thalböden. Fluss- und Bachablagerungen, als Gerölle, Kies, Sand, Aulehm. Von Regen zusammengespülter Lätt, oft mit torfiger Decke und Eisenokerabsätzen. Eigentliche Torflager selten und ohne Belang (Seifenwald, Neudörfel). Raseneisenstein, Kalktuff, Wiesenkalk u. dgl. sind dem schlesischen Alluvium nicht fremd, in Sect. Charlottenbrunn aber nicht bemerkt.

Die beiderseitige Fortsetzung der südlichen baltischen Endmoräne.

Von Herrn **G. Berendt** in Berlin.

(Hierzu Tafel I.)

---

a) Die nordwestliche Fortsetzung.

Nachdem im vorigen Bande dieses Jahrbuches (S. 301—310) die südliche baltische Endmoräne als solche nachgewiesen und auf eine Längserstreckung von 8 deutschen Meilen oder 60 Kilometer genauer besprochen worden ist, soll dieselbe im Folgenden zunächst in ihrer nordwestlichen Fortsetzung verfolgt werden. Ein solches Verfolgen der wirklichen Endmoräne durch Feld und Wald ist nicht immer so leicht, als es nachher, wenn ihre Windungen und Knicke in zusammenhängendem Bilde klar vor Augen liegen, dem Beschauer der Karte aussehen mag. Ebenso wenig vermag derjenige, welcher, an Ort und Stelle geführt, die überraschende Grossartigkeit und Deutlichkeit der Endmoräne an so manchen Stellen in Wirklichkeit kennen gelernt hat, sich so leicht in die zeitraubende Mühe des auf der Suche befindlichen Geologen hineinzudenken. Mancher Hügel wird vergebens bestiegen, manch' andere verstecken sich lange im oder hinter'm naheliegenden Walde, während eine deutliche Vor- oder Rückbiegung des bisher verfolgten Kammes für Stunden oder Tage auf falsche Spur gelockt, oder auch eine Wiesenschlänge, ein Seearm den Zusammenhang gänzlich zerrissen hat.

Dennoch war es mir, gestützt insbesondere auf die vorjährige Kartenaufnahme des Blattes Templin, schon im Frühling vorigen Jahres gelungen, dieser Fortsetzung bis in die Gegend von Alt- und Neu-Strelitz nachzugehen. Einer ebenfalls im vorigen Bande (S. 363) enthaltenen brieflichen Mittheilung wurde daher vorgreifend bereits ein Uebersichtskärtchen beigegeben, das sich in etwas veränderter Gestalt auch diesen Zeilen wieder beigefügt findet und in Fig. 1 auf Taf. I ein Gesammtbild des Uckermärkisch-Mecklenburgischen Moränenzuges gewährt. Aus diesem Uebersichtskärtchen lässt sich auch der etwa 2 Meilen rückwärts gelegene flache Bogen einer zweiten von Fürstenwerder bis Gerswalde sich erstreckenden Endmoräne erkennen, welcher in genannter brieflicher Mittheilung näher beschrieben wurde und zum Verständniss des zunächst zu besprechenden Theiles der ersten und älteren Endmoräne unbedingt nothwendig ist.

An die in der ersten Abhandlung beschriebenen, zwei grossen gegen SW. vorgeschobenen, halbbogenförmigen Ausbuchtungen dieser eigentlichen südlichen Endmoräne schliesst sich nämlich bei Alt-Temmen ein noch grösserer, aber auch weit flacherer, dritter Bogen an, welcher von den Schmelzwassern des durch jene rückwärts gelegene, ihm parallele zweite Endmoräne bezeichneten späteren Eisrandes theils zerstört, theils übersandet wurde, so dass er auf eine entsprechende Länge nur stückweise oder in seinen höchsten Kuppen hervorragend verfolgt werden kann. Von Alt-Temmen bis Gr.- und Alt-Kölpin in seiner kammartigen Gestalt, namentlich bei Albertinenhof und auf dem Wegeübergang bei Hahnenwerder, sowie bei Alt-Kölpin, noch besonders schön ausgebildet, verläuft er in der angedeuteten zerstückelten Weise über Kreuzkrug und Klosterwalde bis westlich Warthe, wo er am Waldrande sogar wieder auf einige Erstreckung kammartig beobachtet wird (s. Fig. 1 auf Taf. I).

Nordwestlich Warthe bei Mahlendorf, wo die Endmoräne durch die Senke des Boitzenburg-Lychener Schmelzwasserabflusses unterbrochen wird, als dessen Ueberbleibsel hier der Gr.-Cüstrin-See und die beiden Boberow-Seen zu betrachten sind, verliert man auf kurze Strecke ihre Spur, findet dieselbe jedoch schon

westlich Brüsenwalde wieder. Von hier lässt sich der Zug der Endmoräne wieder in ungestörtem Zusammenhange längs des sogenannten Alten-Grundes verfolgen, wo er bei Charlottenthal und im Priesterholze westlich Thomsdorf die volle Deutlichkeit wiedererlangt. Auf kurze Strecke in der Halbinsel nordwestlich dieses Dorfes in eine breitere Steinbeschüttung übergehend, taucht der Kamm dann bei Karwitz in voller Urwüchsigkeit aus dem gleichnamigen See wieder auf, um in geschlossenem Zuge und scharf nördlicher Richtung in die grossherzoglich mecklenburgische Forst Hullerbusch einzutreten. Ja die kammartige Ausbildung der Endmoräne kommt hier sogar in dem Grade zur Erscheinung, dass man sich in der Mitte des Hullerbusch mit dem Fahrwege auf einem kaum mehr als 30 Schritt oder 20 Meter breiten, beiderseits steil abfallenden Kamme befindet. Während nun, gerade von dieser schmalsten Stelle aus, zugleich eine unmittelbare Fortsetzung in nordöstlicher Richtung auf Wittenhagen zu zu verfolgen ist (siehe die briefl. Mitth. a. a. O. S. 365), setzt die eigentliche älteste Moräne, einen vierten Bogen beginnend, spitzwinklig zurück durch den Schmalen Luzin-See, welcher hier nicht nur seine schmalste, sondern auch durch Steingeröll bekannte, flachste Stelle hat, erscheint auf etwa $^1/_8$ Meile südlich Feldberg durch deutliche Wasserwirkung in eine Reihe ziemlich kegeliger, flacher Hügel zerlegt, setzt dann aber längs des Feldberg-Neuhöfer Weges in geschlossenem Kamme und fast genau westlicher Richtung zur Lüttenhagener Forst fort.

Die Ausbildung der Moräne hier bei Neuhof als schmaler, im Ganzen vielleicht 50 Meter breiter, z. Th. nur mit Schlehdorn und Besenginster bewachsener Steinwall mitten im fruchtbaren Felde, ist — wenigstens im Frühjahre, wenn noch keine Feldfrüchte den steinigen Acker seiner Flanken bedecken — so in die Augen springend, dass es kaum verständlich ist, wie sein Vorhandensein gerade den Geologen so lange hat verborgen bleiben können.

Der in genau westlicher Richtung in der genannten Forst beginnende sogenannte Herrenweg läuft sodann etwa eine halbe deutsche Meile unmittelbar auf dem Rücken der Moräne entlang

und trägt, nach Aussage der Leute, seinen Namen davon, dass anfänglich, bevor die Steine allmählich zu Steinmauern beiderseits aufgepackt waren, höchstens Herren im Stande waren, zum Besuche der prachtvollen Buchenwaldung, der sogenannten Heiligen Hallen, Pferde und Wagen auf demselben auf's Spiel zu setzen.

Hinter einer sandigen Unterbrechung am Dolgener Theerofen liess sich der Geschiebewall der Endmoräne sodann durch die Warsberge, über die Steinberge bei Goldenbaumer Mühle und zwischen dieser und dem Dorfe Goldenbaum stets in westlicher Richtung auf's schönste weiter verfolgen bis in die Gegend der Willerts- oder Judenmühle. Jenseits derselben biegt die Endmoräne, etwa eine Meile vor den Thoren von Alt-Strelitz, ziemlich scharf wieder nördlich über den Aussichtsthurm und das Denkmal beim Schweizerhaus und verliert sich, nach Aussage des dortigen Försters, nach Dianenhof zu, um wahrscheinlich, ähnlich wie zwischen Fürstenwerder und Feldberg, vor dem noch breiteren, durch die dortigen grossen Seen gekennzeichneten Schmelzwasser-Abfluss von Alt- und Neu-Strelitz abermals auf eine Strecke auszusetzen.

b) Ein neues Stück Endmoräne.

An einer ganz anderen Stelle, als ich noch kürzlich vermuthete [1]), hat sich inzwischen die östliche Fortsetzung der grossen, in Fig. 1 nunmehr aus der Gegend von Alt- und Neu-Strelitz bis Oderberg klar vor aller Augen liegenden Endmoräne gezeigt.

Zwar war meine Vermuthung, dass die mir in früheren Jahren gerade an den höchsten Punkten des hinterpommerschen Höhenzuges bekannt gewordenen ausserordentlichen Geschiebepackungen wirklich Theile einer grossen Endmoräne seien, vollkommen gerechtfertigt, und ist eine solche Endmoräne in der Gegend zwischen Pollnow und Bublitz durch Herrn KEILHACK in diesem Sommer in der That aufgefunden und verfolgt worden, worüber eingehende Mittheilungen desselben in nächster Aussicht stehen. Ebenso sicher dürfte es jedoch inzwischen geworden sein, dass wir es dort in Hinterpommern mit Theilen einer weit rückwärts gelegenen,

[1]) Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt für 1887, S. 310.

der Zeit nach also auch etwas jüngeren Endmoräne zu thun haben, deren westlicher Beginn innerhalb eines der am meisten nördlich gelegenen Eugen Geinitz'schen Geschiebestreifen zu suchen ist.

Bald nachdem ich meine erste Mittheilung über die grosse südliche Endmoräne durch die Post versandt hatte, erhielt ich von befreundeter Seite die Gegenmittheilung, dass ähnliche Moränenbildung, wie ich beschriebe, auch im Züllichau-Schwiebuser Kreis sich finden. Die Nachricht kam mir um so überraschender, als ich in meiner Jugend mehrfach im dortigen Kreise bei Verwandten auf dem Lande gewesen, und mir die ganze Gegend in Gedanken stets als in geologischer Hinsicht besonders einförmig in Erinnerung geblieben war. Grosse Flächen Oberen Geschiebemergels, streckenweise bedeckt mit echtem Geschiebesande, bilden den grössten Theil der Oberfläche des Kreises, dessen Hochfläche einerseits zum Obra-Bruch bezw. Thal, andererseits zu der grossen Thalrinne, an deren südöstlichem Rande Schwiebus gelegen ist, scharf abfällt und hier den Unteren Sand theils völlig frei, theils in Schluchten und Wasserrissen zum Vorschein kommen lässt.

War die Nachricht aber begründet — und das geologische Interesse wie die mit offenen Augen durch Moränengebiete der Alpen gemachten Reisen des dortigen Gutsbesitzers, dem ich den Wink verdankte, sprachen dafür — so war ein gewichtiger Anhalt für Aufsuchung des weiteren Verlaufes der gewaltigen Endmoräne gegeben, denn die bezeichnete Gegend südöstlich Schwiebus lag genau in der NW.—SO. verlaufenden Hauptrichtung des Mecklenburg-Uckermärker Moränenzuges.

Mit Schluss der eigentlichen Aufnahmezeit widmete ich daher, auf der Rückreise von dem zuletzt besuchten Arbeitsgebiet in Hinterpommern, dem Züllichau-Schwiebuser Kreis einige der den Glacial-Verhältnissen entsprechenden kalten Tage Mitte October. Zu meiner nicht geringen Freude fand ich die Nachricht in vollem Maasse bestätigt.

Die durch die verhältnissmässig höchsten Punkte bezeichnete Endmoräne zieht sich im flachen Bogen aus der Gegend von Merzdorf bei Schwiebus um die Dörfer Jehser und Walmersdorf

bis nahe vor Kl.-Dammer, während sich eine im ganzen mehr kleinere Steine (sogen. Kopfsteine) führende flache Vormoräne etwa $1/2$ Meile südlicher aus der Gegend des Vorwerks Ewaldsthal an der Schwiebus-Züllichauer Kunststrasse durch die Colonie Friedrichs-Tabor, das Neue Vorwerk, Klipp-Vorwerk, Harter und Brausendorfer Vorwerk genauer bestimmt, bis in die Gegend des Belwitz-Vorwerk bei Bomst verfolgen lässt (s. das Kärtchen Fig. 2 auf Taf. I). Südlich dieses Gebietes breitet sich ein wohl $1/2$ bis zu 1 Meile breiter Streifen Geschiebesandes aus, welcher durch seine zahllosen, vergebens immer von neuem abgelesenen Faust-steine auffällt. Dieser Geschiebesand lagert entweder, wie oben erwähnt, in regelmässiger Folge auf Oberem Geschiebemergel, welcher ihn streckenweise auch unterbricht, oder unmittelbar auf dem Unteren Sande, während nördlich der Endmoräne, ebenso wie südlich des Geschiebesandstreifens meist weite fruchtbare Strecken des Oberen Geschiebemergels im Zusammenhange sich ausdehnen.

Gerade die Unfruchtbarkeit oder wenigstens der allen Bebauungsversuchen die grösste Schwierigkeit entgegensetzende Steinreichthum, in Folge dessen der verhältnissmässig schmale Streifen der Endmoräne s. Z. in dichtem Walde versteckt war, hatte ihn meiner Aufmerksamkeit in früheren Jahren entgehen lassen. Zudem gilt auch hier besonders die alte, aber immer wieder neue Erfahrung, nach welcher das Auge, sobald es einmal auf eine, bisher unbekannte Erscheinung aufmerksam geworden ist, sich sehr bald für dieselbe derartig schärft, dass es in der Folge kaum glaublich erscheint, wie es möglich war, diese Erscheinung bei früherer Gelegenheit ganz übersehen zu haben. Uebrigens wäre solches selbst heute noch möglich, denn der die Vormoräne bedeckende Waldstreifen ist nur durch eine ganze Reihe kümmerlicher Vorwerke (s. oben) unterbrochen, und der die Landstrasse von Schwiebus nach Züllichau Benutzende sieht auch diese Rodungen nicht einmal, geschweige denn die auf ihren Feldern zusammengeschleppten Steinhaufen. Und ebenso versteckt sich die Hauptmoräne von der gleich nördlich derselben entlang ziehenden Schwiebus-Bomster Landstrasse aus zumeist noch heute in dichtem Walde.

Beide in ihrer allgemeinen Lage schon beschriebenen Theile der Endmoräne verlaufen an den genannten Endpunkten, bei Merzdorf und Ewaldsthal einerseits, Dammer oder Oppelwitz und Belwitz Vorwerk andrerseits. Diese Punkte liegen eine gute $^{1}/_{4}$ bis $^{1}/_{2}$ Meile vom Rande der vorhin ebenfalls bereits genannten Thalrinnen, des Schwiebuser Thales im Westen, des Bomster- oder Obra-Thales im Osten (s. Fig. 2), welch' beide sich somit als ehemalige breite Schmelzwasser-Abflüsse der Diluvialzeit kennzeichnen. Die Schwiebuser Doppelmoräne ist dadurch in gewissem Grade als ein in sich abgeschlossenes Ganze zu betrachten. Desshalb, und weil ihre ganze Ausbildung neben den mit dem Uckermärker Moränenzug übereinstimmenden Hauptmerkmalen einer Endmoräne doch auch erhebliche Abweichungen zeigt, möge dieselbe hier noch etwas näher beschrieben werden.

Gleich sobald man von Schwiebus kommend auf der alten Bomster Strasse den Südausgang von Merzdorf erreicht hat, sieht man einen wallartigen Kranz von Hügeln den Horizont gegen Süden schliessen. Wendet man sich über die Stoppel- und Brachfelder demselben zu, so bemerkt man schon hier und da Leute an der Arbeit, entweder vereinzelte grosse Geschiebe auszugraben und zu sprengen oder die gesprengten abzufahren. Die Höhe des Bergkammes aber — und das ist besonders zu beachten, da die Menschen am wenigsten geneigt sind, ohne Noth Lasten bergan zu schleppen — ist, soweit das Auge reicht, mit zusammengelesenen und zusammengewälzten Steinhaufen besetzt, deren einzelne Ausdehnungen von 25 Meter Länge, 10 Meter Breite und 2 bis 3 Meter Höhe erreichen[1]). Trotzdem zeigt die aus Grand bestehende Oberfläche der Berge noch unzählige kleine Steine und Grand, ja am Wach- und Kabelberge befinden sich Kies- und Sandgruben, welche beweisen, dass der Boden auf $1^{1}/_{2}$ bis 2 Meter Tiefe aus Grand und Kies mit Geröllen besteht. Darunter wird, zahlreichen Aufschlüssen im Uckermärker Moränenzuge entsprechend, gewöhnlicher (und zwar wohl Unterer) Diluvialsand sichtbar.

[1]) In einem solchen Steinhaufen sind mithin $25 \times 10 \times 2,5 = 625$ Festmeter Steine enthalten.

Der im übrigen fast ganz im Walde versteckte Kamm der Endmoräne, welcher sich zu zahlreichen Kuppen erhebt, und nur von einzelnen Pfuhlen und kesselartigen Senken im Style der Moränenlandschaft unterbrochen wird, läuft über den Merzdorfer Pfaffenberg, den Eichberg und den Pfaffenberg bei Jehser zum Galgenberg nordwestlich Keltschen, überschreitet hier, schon mehr in Einzelkuppen zerfallen, die Bomster Strasse, und biegt mit immer kleiner werdenden Steinen weiter und weiter nördlich zurück, so dass er halbwegs zwischen Walmersdorf und Oppelwitz hindurchziehend sich in der Richtung auf die Kl.-Dammer Ziegelei zu verliert. Südlich dieses Hauptrückens erheben sich, namentlich im Jehser Wald, zunächst noch einige Reihen kleiner Kuppen oder Wälle, deren Steinreichthum schon an der Oberfläche die Moränennatur verräth. Wie ein vorgeschobener Posten aber ragt als letzter derselben nach Osten zu, schon ausserhalb des Waldes, dicht beim Dorfe Keltschen, der völlig alleinstehende, flache Kegel des sogenannten Hohenberg empor. Nur aus Ostpreussen, von wo ich ähnliche seiner Zeit beschrieben habe [1]), kenne ich allenfalls Kiesberge von solcher Regelmässigkeit. Diese Regelmässigkeit seiner Kegelform, die durch junges, ihn dunkel vom Horizonte abhebendes Stangenholz noch in besonderes Licht gesetzt wird, ist so überraschend, dass ich es noch heute bedauere, keinen Gradbogen zur Hand gehabt zu haben, um feststellen zu können, ob der Böschungswinkel nicht genau dem natürlichen Böschungswinkel lose von einem Punkte aus aufgeschütteter Sand- und Geröllmassen entspricht. Rings von steinarmen Sandfeldern umgeben, besteht der Kegel, wenigstens an der Oberfläche, aus nichts weiter als aus Kies und Geröll bis zu kopfgrossen Steinen.

Die zweite oder vielmehr die der Zeit nach erste, $1/4$—$1/2$ Meile südlicher gelegene Endmoräne möchte ich in doppeltem Sinne als eine Vormoräne bezeichnen. Sie zieht sich nämlich nicht nur auf ihre ganze Erstreckung vor dem genannten Endmoränenwall hin, sondern ist auch, während letzterer mehr eine Steinbeschüttung in

---

[1]) Geognostische Blicke in Altpreussens Urzeit S. 16 enthalten in: Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftlicher Vorträge. Berlin. Lüderitz'sche Verlagsbuchhandlung. 1872.

$^1/_2$ — 2 Meter Mächtigkeit zeigt, als ein zu einer dichten Bestreuung ausgebreiteter Steingürtel zu bezeichnen. Ihr Rücken ist breiter, weniger wellig und bucklig, und erhebt sich bei weitem weniger über das umliegende Land.

Meiner Meinung nach ist der Eisrand seiner Zeit an der Stelle dieser Vormoräne noch garnicht völlig zum Stillstande gekommen, vielmehr hier immer noch in ganz langsamem Rückschritte begriffen gewesen. Folge davon war, dass der Geschiebemergel, die beim Rückgange stetig vor dem Eisrande frei werdende Grundmoräne, nicht wie auf dem eigentlichen Endmoränenwalle bei Merzdorf und Jehser und ebenso an unzähligen Stellen des Uckermärker Geschiebewalles durch die lange an derselben Stelle arbeitenden Schmelzwasser des Eisrandes bis auf den unterliegenden Sand durchwaschen werden konnte. Unter der dichten Steinbestreuung oder leichten Beschüttung, die nicht durch den Steingehalt der zerstörten Grundmoräne noch verdichtet wurde, findet man daher grösstentheils noch den fruchtbaren Lehm des Geschiebemergels, und konnte man daran denken, die mühsame Arbeit der Beseitigung dieser Steindecke überhaupt zu beginnen. Eine ganze Reihe allerdings noch recht armseliger Vorwerke, wie sie oben (S. 115) bereits genannt wurden, ist daher auf Rodungen innerhalb der den Rücken bedeckenden Rackauer Haide und des Schmarser Waldes im Laufe der Zeit entstanden. Noch immer erheben sich auf diesen Rodungen ansehnliche Steinhaufen [1]), obgleich doch bereits seit einem halben Jahrhundert, ebenso wie noch heute fast ununterbrochen Fuhrwerke, namentlich von Züllichau her, thätig sind, den Steinreichthum dieser Vorwerke und ihrer Nachbarschaft meist nach Tschicherzig zur Oder abzufahren, wo stets Kahnschiffer der willkommenen Ladung harren.

Im Ganzen kann man sagen, sind die Steine dieser Vormoräne etwas kleiner, jedenfalls die kleinen, sogar die nur faust- bis kindskopfgrossen bei Weitem vorherrschend, wobei man allerdings bedenken muss, dass die grösseren, die fuss- bis halbmetergrossen,

---

[1]) Einer derselben, unmittelbar am Hofe des Neuen Vorwerk, wurde von mir zu durchschnittlich (er ist nicht völlig rechtwinklig) 27 Meter Länge, 18,5 Meter Breite und 1,5 — 3,5 Meter Höhe gemessen.

von Anfang an an die Wege geschafft, und diese Wegeinfassungen auch zuerst abgefahren wurden. Im Laufe von 50 Jahren konnte somit eine erhebliche Entstellung des ursprünglichen Verhältnisses zu Stande kommen. Einzelne kleine Kiesberge, wie nördlich Rackau, östlich Riegersdorf und an der Kunststrasse bei Vorwerk Ewaldsthal legen sich des weiteren nach Süden vor. Dann folgt, wie bereits oben erwähnt, die theils frei liegende, theils mit Geschiebesand bedeckte einigermaassen ebene oder doch nur schwach wellige Fläche des Geschiebemergels, der an sich durchaus keinen grösseren Geschiebereichthum zeigt als der gewöhnliche Obere Mergel der Berliner Gegend und Norddeutschlands im Allgemeinen.

c) Andeutungen über den zwischenliegenden Verlauf.

Gern hätte ich nach diesem so glücklichen Erfolge in der Gegend zwischen Schwiebus und Bomst die NW. des Schwiebuser Thales zu vermuthende Fortsetzung der Endmoräne von hier aus sogleich aufgesucht und weiter verfolgt.

In Anbetracht der vorgerückten Jahreszeit schien es mir jedoch noch wünschenswerther und für die Frage des muthmaasslichen Zusammenhanges mit dem so entfernten Uckermärker Moränenzuge entscheidender, wenn es mir gelänge, sofort an einem in der Mitte der Verbindungslinie gelegenen Punkte das Vorhandensein der Endmoräne nachzuweisen. So folgte ich denn einem mir durch Herrn Bergrath von Gellhorn auf mein Befragen gewordenen Winke über besonderen Geschiebereichthum und hatte die Freude ohne lange Kreuz- und Querfahrten mich zwischen den Dörfern Schmagorey, Buchholz und Lieben, halbwegs der Städte Drossen und Zielenzig, abermals auf der Höhe der meilenweit das Land überschauenden Endmoräne zu befinden.

Sobald man das Dörfchen Buchholz an seinem NO.-Ausgange verlässt, erblickt man eine namhafte Hügelkette, welche den Horizont begrenzt. Schon vor dem diesen Hügelzug z. Th. früher ganz bedeckenden Walde führt die Landstrasse an einem vorgeschobenen Moränenhügel vorbei, an dessen Fusse der Geschiebemergel heraustritt und dessen Höhe dicht mit grossen Blöcken bestreut ist. Dann beginnen rechts und links des Weges sich die vom Felde gesam-

melten Geschiebe immer bemerklicher zu machen, bis weiter auf der Höhe ausser dieser Steineinfassung der Wege sich rechts und links auf den Feldern, und zwar vorzugsweise auf den höchsten Stellen des überhaupt kuppigen Gebietes, grosse Haufen von meist Kopf- bis Mittelsteinen zeigen.

Die Felder können nun zwar bestellt werden gerade wie solches bei der Schwiebuser Vormoräne beschrieben wurde und lohnen hier um so mehr die Mühe, als meist Lehmboden durch das Ablesen gewonnen wird, immer aber bringt nach Aussage der Leute trotzdem der Pflug nach einiger Zeit abermals Steine zum Vorschein oder wird an denselben schartig.

Ein wohl 1 Kilometer breiter, in mehrere parallele Wellen mit rundlichen Höhenkuppen gegliederter Rücken bietet sich in dieser Weise den Blicken dar und erlaubt von genannten Kuppen aus eine meilenweite Umschau über das Land. Noch stärker als er von der Buchholzer Seite zu steigen begann, fällt der Höhenrücken östlich nach dem so lange völlig versteckt hinter ihm gelegenen Dörfchen Schmagorey ab. Während sich seine Fortsetzung nach Norden in dichtem Walde versteckt, hat das in seiner Süd- bezw. Südost-Fortsetzung auf ihm gelegene Dörfchen Lieben ihn wieder fast in seiner ganzen Breite durch Entholzen frei und durch Ablesen der dichten Steinbestreuung oder Beschüttung zu mehr oder weniger brauchbarem Acker gemacht. An West-, Nord- und Ostseite des Dorfes, an den Wegen nach Buchholz, nach Schmagorey und nach Reichau zu, sowie inmitten der benachbarten Felder selbst liegen daher meist Kopfsteine in zahlreichen Haufen zusammengetragen, obgleich seit langen Jahren bereits eine lebhafte Abfuhr von Steinen gerade aus der Gegend von Schmagorey und Lieben stattgefunden hat und noch stattfindet.

Dass aber die aus Steinpackung bestehende schmale Kammbildung eines eigentlichen Geschiebewalles auch hier nicht ausgeschlossen ist und sich bei genauer Kartirung jedenfalls noch mehr, wenn nicht durchgehend, wird nachweisen lassen, dafür spricht z. B. ein etwa 50 Schritt breiter, wenige Meter hoher Kies- und Geröllrücken an dem östlich der beiden Lieben und Schmagorey verbindenden Wege, welcher sich am Rande des Waldes auf

einige Erstreckung verfolgen lässt und reich mit Blöcken bestreut durch eine wirkliche Steinbeschüttung ganz den Charakter der Endmoräne im engsten Sinne zeigt.

Wenn somit der in der Hauptsache wunderbar geradlinige NW.-SO.-Verlauf der grossen südlichen Endmoräne durch streckenweise Auffindung einer solchen auch noch nicht bewiesen ist, so muss er doch als in hohem Grade wahrscheinlich bezeichnet werden. Bei dem für geologische Streifzüge kaum noch geeigneten diesjährigen Herbstwetter und den beginnenden Arbeiten des Wintersemesters musste ich mich, vor der Hand wenigstens, mit diesem immerhin recht erheblichen Erfolge begnügen.

Ich füge noch hinzu, dass mir gewordene Nachrichten über den ungeheuren Steinreichthum der Gegend von Lagow, halbwegs zwischen Zielenzig und Schwiebus, also wieder genau in der von Neu-Strelitz über Oderberg nach Schwiebus gezogenen Verbindungslinie (s. d. Kärtchen Fig. 3) einen weiteren Anhalt für die Annahme eines wirklichen Zusammenhanges in dieser Richtung bieten. Ebenso lässt aber der breite Geschiebestreifen der Neumark, welcher bei Zorndorf nördlich Küstrin beginnend über Fürstenfelde (s. d. Kärtchen Fig. 3) und Bärwalde bis Zehden gegenüber Oderberg von Hrn. ZACHE[1]) in Königsberg i. Nm. kürzlich beschrieben worden ist, die Auffindung der eigentlichen Endmoräne innerhalb desselben nur eine Frage der Zeit sein. Dann aber wäre der Zusammenhang mit dem westlich der Oder gelegenen Theile unsrer südlichen baltischen Endmoräne geschaffen und diese auf eine geradlinige Länge von etwa 30 deutschen Meilen oder 225 Kilometer nachgewiesen.

Als ich in der Novembersitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft diese meine Beobachtungen und Schlüsse mitgetheilt hatte, hatte ich wieder die Freude sofort eine Gegenmittheilung zu erhalten, die wie ich hoffe noch von besonderer Bedeutung sein wird. Abermals nämlich schien mir mit dem schon ganz west-östlich streichenden Bogen der Schwiebuser Endmoräne und mit dem bereits südöstlich verlaufenden Obrathal die Stelle der naturgemäss

---

[1]) Zeitschr. f. ges. Naturwiss. Bd. 61, S. 39—59.

doch einmal zu erwartenden Umbiegung der grossen Endmoräne nach Osten gekommen. Die Gegenmittheilung sollte mich eines andern belehren.

Sogleich nach Schluss der Sitzung theilte mir nämlich Freiherr von Richthofen mit, dass in ihm bei meiner Beschreibung sofort die Erinnerung an einen Besuch in der Gegend von Lissa, unweit des Dorfes Storchnest, erwacht sei. So lange es auch schon her sei, so habe er den Eindruck nicht vergessen, den die ungewöhnliche Menge der Steine auf den Feldern und an den Wegen auf ihn gemacht und nie habe er wieder einen solchen Geschiebereichthum seitdem gesehen. Als wir sofort an die Karte traten, waren wir beide überrascht von der Genauigkeit, mit der auch dieser Punkt in die Verlängerung der angegebenen Streichrichtung der südlichen Endmoräne fällt (s. d. Kärtchen Fig. 3) und ich beschloss sofort, wenn nicht schon ehe, doch, so Gott will, im nächsten Frühjahre die angedeutete Fährte zuerst bei Lissa aufzunehmen bezw. zu prüfen.

Von welcher Bedeutung für die diluviale Geologie, und für die geologische Kartenaufnahme insbesondere, diese innerhalb des ungeheuren norddeutschen Diluvialgebietes von der Natur selbst gezogene Steinmarke auf die Dauer sein wird, dürfte von vornherein einleuchten. Ihre Auffindung erweckt — mir und meinen Mitarbeitern im Flachlande wenigstens — gerade die Freude, wie sie derjenige empfindet, welcher mitten in meilenweiter Forst plötzlich ein nur verwachsenes, grosses Hauptlängsgestell aufgefunden hat, mit Hülfe dessen es ihm endlich möglich wird, sich überhaupt zurecht zu finden und namentlich bestimmte Anhaltspunkte für richtige Eintragung seiner mannigfachen Beobachtungen zu gewinnen.

Geologische Mittheilungen aus dem südlichen Fläming.

Von Herrn **K. Keilhack** in Berlin.

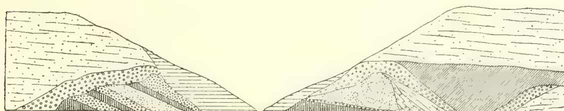
Um zu einem Schlusse über das Alter der auf den Nord-Flämingblättern Glienecke, Ziesar, Theessen und Karow auftretenden Tertiärablagerungen zu kommen, war es nothwendig, die am südlichen Rande des Fläming in der Gegend von Kropstedt, Wittenberg, Coswig und Rosslau auftretenden und zum Theil in grossen künstlichen und natürlichen Aufschlüssen gut beobachtbaren Tertiärbildungen einer vergleichenden Untersuchung zu unterziehen. Dieselbe ergab, dass das Tertiär der Sectionen Karow und Glienecke in petrographischer Beziehung auf das genaueste mit dem des südlichen Fläming übereinstimmt: hier wie dort sind es braune Formsande, schneeweisse Quarz- und Glimmersande, helle Flaschenthone, z. Th. sandig, dunkle Kohlenletten und Braunkohle selbst; den einzigen Unterschied könnte man darin finden, dass im südlichen Fläming nicht gerade selten grobe Kohlenkiese auftreten, die am Nordrande dieses Plateaus bisher nicht nachgewiesen sind; indessen liegt dies meines Erachtens nicht sowohl am Fehlen derselben als vielmehr an der geringen Zahl und Grösse der vorhandenen Aufschlüsse. Anders hingegen verhält es sich mit der petrographischen Beschaffenheit der Tertiärbildungen auf dem dem Ostrande des Fläming genäherten Blatte Theessen. Auf demselben treten bei dem Dorfe Theessen ausserordentlich glimmerreiche, feste, fein-

geschichtete Sande auf, die durch den Wechsel von grauen, braunen und gelben Schichten eine feine Bänderung zeigen. Die Mächtigkeit dieser Ablagerung beträgt mindestens 10 Meter. Der zweite Tertiärpunkt, bei der Krüssauer Ziegelei gelegen, zeigt im Aufschlusse einen bis an die Oberfläche reichenden gelben, glimmerreichen, kalkfreien Thon, der bei einer Tiefe von 5 Metern in die oben beschriebenen Theessener Glimmersande übergeht. Für beide Bildungen fand ich weder im Tertiär des südlichen Fläming noch überhaupt in der märkischen Braunkohlenbildung etwas petrographisch Uebereinstimmendes. Um auch über das Alter dieser Schichten zu einem befriedigenden Schlusse zu gelangen, mussten daher, da organische Reste völlig fehlen, die Lagerungsverhältnisse gegenüber anderen benachbarten Tertiärpunkten berücksichtigt werden. In dieser Beziehung scheint nun ein Punkt anstehenden Tertiärs westlich von Rosslau von Bedeutung zu sein. Hier treten am Elbufer hart am Dorfe Brambach unter mächtigem, unterdiluvialem Geschiebemergel Sphärosideritlager auf, die nach ihren organischen Einschlüssen nach Beyrich dem Oberoligocän zuzuzählen sind. Wenn man sich also am Südrande des Fläming von Osten nach Westen wendet, so kommt man aus den Wittenberger und Coswiger Braunkohlen-führenden Schichten, die jünger als das Oberoligocän sind, bei Rosslau in das letztere und noch weiter westlich bei Schönebeck in den mitteloligocänen Septarienthon. In entsprechender Weise am Nordrande des Fläming die geographische Verbreitung der einzelnen Bildungen überschauend, sehen wir, dass die ihrem Alter nach unbestimmten Theessener Tertiärschichten zwischen der märkischen Braunkohlenbildung auf Blatt Glienecke und Ziesar im Osten und dem Mitteloligocän bei Pietzpuhl auf Blatt Burg im Westen liegen. Der Gedanke, in diesen festen, glimmerreichen, mächtigen Sanden bei Theessen ein Aequivalent des marinen Oberoligocäns zu sehen, liegt um so näher, als wir durch die Untersuchungen Berendt's wissen, dass die Schichten des Oberoligocäns sich im Allgemeinen bei uns durch aussergewöhnlichen Glimmerreichthum auszeichnen. Der Schluss auf oberoligocänes Alter dieser Schichten liegt um so näher, wenn man bedenkt, dass weiter nördlich noch einmal die

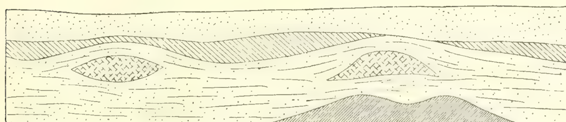
Altersfolge: märkische Braunkohlenbildung — marines Oberoligocän — Septarienthon auf einer Ostwestlinie wiederkehrt und zwar in der Richtung Genthin — Bittkau — Wiepke — Prov. Hannover. Auffällig ist nur der grosse petrographische Unterschied zwischen Theessen und den übrigen Punkten, aber derselbe ist nicht grösser, als zwischen den einzelnen sicher oberoligocänen Ablagerungen selbst: bei Brambach Sphärosiderit, bei Wiepke glaukonitischer Mergel, bei Parchim weisse Glimmersande mit Eisenscherben.

Bei Gelegenheit des Besuches der Tertiäraufschlüsse am südlichen Fläming wurden noch einige Beobachtungen gemacht, die zur obigen Frage in keiner Beziehung stehen, aber an dieser Stelle doch Erwähnung finden mögen. Bei Grieben, 10 Kilometer westlich von Wittenberg, tritt die Elbe auf einer etwa kilometerlangen Strecke hart an das Diluvialplateau heran, welches sich ganz plötzlich zum Spiegel des Flusses niedersenkt. Durch die diesjährigen Hochwasser war das hier entblösste Profil in geradezu idealer Schönheit aufgeschlossen, indem gerade in dem wichtigen unteren Theile desselben die sonst vieles verhüllenden abgerutschten Sandmassen völlig entfernt und die Schichten des Tertiärs und des untersten Diluviums in vortrefflicher Weise blossgelegt waren.

I.



II.



Tertiär.			Unteres Diluvium.				Oberes (?) Diluvium.		
Sand	Letten	Formsand	Sand	Gesch.-mergel	Grand	Verkittetes Conglomerat	Gesch.-mergel	Gesch.-sand	Thalsand

Profil I zeigt die Lagerungsverhältnisse dicht bei dem Dorfe Grieben, beiderseits einer kleinen, mit horizontal geschichteten, jüngeren Sanden theilweise wieder ausgefüllten Schlucht. Beiderseits des Ausganges derselben sieht man wechselnde Schichten der Braunkohlenformation in geneigter Lagerung, deren Schichtenköpfe durch einen groben diluvialen Grand discordant überlagert werden. Auf der östlichen Seite des Profiles sieht man diesen Grand durch einen dunklen typischen Geschiebemergel überlagert. Auch er befindet sich offenbar in ebenso gestörter Lagerung, wie die in seinem Liegenden sichtbaren Schichten. Dagegen zeigen die weiter nach oben folgenden, diluvialen Schichten eine durchaus horizontale Lagerung. Es folgt auf den unteren Mergel zunächst eine mächtige Folge geschichteter Sande, die in der gewöhnlichen Weise gröbere Einlagerungen führen. Auf diese Sande legt sich weiterhin nach Westen (siehe Profil II) ein zweiter Geschiebelehm von gelblicher bis röthlicher Farbe, dessen Mächtigkeit 1—3 Meter beträgt. Ueber dieser Bank liegt zu oberst ein hier und da von Flugsand überwehter, 1—2 Meter mächtiger, etwas lehmiger Geschiebesand. In dem Sande, der zwischen den beiden Geschiebelehmen liegt, bemerkt man schon von Weitem zwei durch dunkle rothbraune Färbung ausgezeichnete, klippenartig steil aus dem Gehänge sich heraushebende Felsen von 4—5 Meter Höhe, bei deren Anblick man zunächst an anstehendes Gestein denkt. Bei näherer Untersuchung aber bemerkt man, dass es linsenförmig gestaltete Einlagerungen im Unteren Sande sind, die aus groben, mit zahlreichen grossen und kleinen Geschieben durchsetzten nordischen Granden bestehen. Dieselben sind durch Eisenhydroxyd zu einem festen Gesteine verkittet. Die unter und über diesem Conglomerate liegenden Sande zeigen keine Spur von Eisenhydroxydführung. Bei der fortschreitenden Abtragung des Steilufers rutscht der lose Sand unter diesen festen Gesteinen abwärts, dieselben werden dadurch allmählich ihrer Unterlage beraubt, und so erfolgen von Zeit zu Zeit beträchtliche Abbrüche, so dass das Gehänge bis zum Flussspiegel hinab mit grossen Conglomeratblöcken bedeckt ist.

Die Verhältnisse sind hier bei Grieben ausserordentlich übereinstimmend mit denjenigen, die Gruner aus dem Tertiär von

Bittkau an der Elbe, nördlich von Burg, beschrieben hat. Auch dort zwei Geschiebemergel, ein jüngerer, röthlicher, dem altmärkischen rothen Mergel gleich gestellter, dessen Lagerung ungestört ist, und ein älterer, dunkler, der in das Tertiär hineingepresst ist. Es liegt nahe, an beiden Stellen den jüngeren als einen oberdiluvialen Geschiebemergel aufzufassen. Man kann dann die Lagerungsstörung des Tertiärs an beiden Orten in die untere Diluvialzeit verlegen. Als Consequenz dieser Anschauung würde sich die Zurechnung des rothen altmärkischen Geschiebemergels zum Oberen Diluvium ergeben, eine Auffassung, die manches andere noch für sich hat und durch den Umstand, dass an einigen Stellen (Arneburg) geschichtete Bildungen über dem rothen Mergel liegen, nicht unbedingt widerlegt wird.

Oestlich und westlich vom Dorfe Klieken, zwischen Coswig und Rosslau an der Elbe gelegen, finden sich im Abfalle des Plateaus zur Elbniederung mehrere eigenthümliche Einlagerungen im Unteren Sande, und zwar höchst wahrscheinlich in demjenigen Sande, der seinem Alter nach zwischen dem oberen und unteren Geschiebemergel liegt, also als interglacial zu bezeichnen ist. An derjenigen Stelle östlich vom Dorfe Klieken, die auf der Generalstabskarte mit dem Worte Ockergrube bezeichnet ist, sieht man einen ziemlich bedeutenden Aufschluss. Unter einer Decke von Geschiebesand folgen geschichtete grandige Sande. Darunter liegt ein mehrere Meter mächtiges Lager, welches überwiegend aus Eisenoxydhydrat besteht. Dasselbe ist grösstentheils von loser pulveriger Beschaffenheit, aber nach allen Richtungen hin durchtrümert von dünnen Blättern und Schalen eines festen Brauneisensteins, der wie ein grobzelliges, schwammartiges Skelet die ganze Masse durchzieht. In den oberen Theilen zeigt das Lager horizontale Schichtung, ist ärmer an Eisen und scheint aus eisenschüssiger Diatomeenerde zu bestehen. Sein Liegendes bildet wiederum diluvialer Sand.

Ganz übereinstimmend sind die Lagerungsverhältnisse der westlich vom Dorfe auftretenden Diatomeenerde-Schichten[1]). Durch

---

[1]) Vergl. Ströse, das Bacillarienlager bei Klieken in Anhalt. Festschr. des herzogl. Realgymnasiums in Dessau, October 1884.

zahlreiche Schürfe ist hier die horizontale und vertikale Verbreitung des Lagers genau festgestellt und deutlich zu sehen, dass es sich um die Ausfüllung eines alten Seebeckens handelt, dessen südlicher Theil bereits der Erosion durch die Elbwasser anheim gefallen ist. Der petrographische Charakter der Massen, die das Becken ausfüllen, ist sehr wechselnd: man beobachtet graue, schneeweisse, grünliche, braune und hochrothe (durch Eisenhydroxyd gefärbte) Diatomeenerde, theils schiefrig, wie diejenige der Lüneburger Heide, theils mehlig, theils unregelmässig bröckelig. An einer Stelle, in einem Hohlwege, der das Becken durchschneidet, sieht man festes Gestein in grobplattigen Bänken: es ist ein hellgraugelber Sandstein, der durch Eisenhydroxyd verkittet ist und zahlreiche Diatomeen enthält. Behandelt man ihn mit Salzsäure und schlämmt dann den Rückstand, so erhält man einen reinen feinkörnigen Diluvialsand, schneeweisse mehlige Diatomeenerde und eine tiefdunkelrothe Eisenchloridlösung. Dieser Sandstein enthält in Form von Steinkernen zahlreiche pflanzliche Reste, unter denen sehr schön erhaltene Abdrücke geschlossener Zapfen von *Pinus silvestris* L. am häufigsten sind. Ausserdem konnte ich noch die Früchte von *Corylus Avellana* L. mit Sicherheit erkennen. Als drittes Gestein tritt ein gelblicher, diatomeenführender Süsswasserkalk als jüngstes Glied dieser Ablagerung auf. In ihm, sowie in der Diatomeenerde selbst fanden sich keine grösseren organischen Reste.

Die Raninen des Kressenbergs.

Von Herrn **Th. Ebert** in Berlin.

In einer Abhandlung »Beitrag zur Kenntniss der tertiären Dekapoden Deutschlands« im vorigen Bande dieses Jahrbuches habe ich S. 264 eine *Ranina* vom Kressenberg beschrieben und auf Taf. VIII, Fig. 5—9 abbilden lassen, die sich nach dem mir zugänglichen Material und der vorhandenen Literatur mit keiner der bekannten Arten vereinigen liess, und deshalb von mir *R. bavarica* benannt wurde.

Nach Veröffentlichung meiner Arbeit sprach Herr Professor von Zittel in München in einem Briefe an mich die Vermuthung aus, dass *R. Helli* Schafhäutl[1]) mit meiner *R. bavarica* identisch sei.

Mir hatte Schafhäutl's Lethaea geognostica bei meiner Arbeit vorgelegen; allein ich konnte mich nicht entschliessen, meine Exemplare zu *R. Helli* zu stellen trotz der Aehnlichkeit der Oberseite des Carapax beider Formen, da die Unterseiten, namentlich die regiones pterygostomiae, nach der Abbildung Schafhäutl's Fig. 1, Taf. LXI zu urtheilen, völlig verschieden sein mussten. Auf der Tafelerklärung ist diese Figur allerdings als *R. Fabri* bezeichnet und auch im Text, S. 223 wird unter *R. Fabri* darauf Bezug genommen; auf S. 224 aber heisst es unter *R. Helli* wörtlich: »Die Unterseite und ein Theil des Plastrons ist in Taf. LXI, Fig. 1 dargestellt, eine Figur, welche nicht *Ranina Fabri*, sondern eine jugendliche Form von *R. Helli* ist«.

Herr Professor Zittel hatte nun die Güte, mir die Originale zu Schafhäutl's Abbildungen nebst anderen Exemplaren dieser Arten zum genaueren Vergleich zu senden. Auf den Originalen

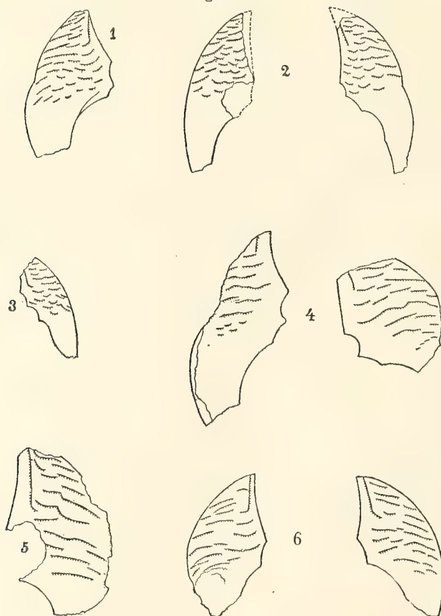
[1]) Schafhäutl, Südbayerns Lethaea geognostica S. 223, Taf. LX, Fig. 3a—c und Taf. LXI, Fig. 1.

zu Fig. 1 und Fig. 3, Taf. LX war nur die Oberseite des Cephalothorax sichtbar, die Unterseite, namentlich die regiones pterygostomiae waren noch im Gestein verborgen. Meine erste Aufgabe war es also, das Pterygostom bei beiden frei zu legen, was mir durch vorsichtiges Präpariren auch gelang.

Es ergab sich dabei, dass die Pterygostome beider Stücke von dem der Fig. 1, Taf. LXI Schafhäutl's absolut verschieden sind, sowohl was das Verhältniss der Höhe zur Breite als auch die Verzierungen betrifft.

Zunächst muss bemerkt werden, dass die Abbildung Schafhäutl's Fig. 1, Taf. LXI stark idealisirt ist. Ich habe deshalb die beiden Pterygostome noch einmal abbilden lassen (Fig. 6).

Fig. 1 — 6.



Man sieht aus dieser Figur, dass diese Form offenbar der *R. Marestiana* näher steht als der *R. bavarica*, denn auch unterhalb des hinteren Endes des von vorn nach hinten verlaufenden, linienförmigen Körnchenleistchens (EBERT a. a. O. S. 264 unten) befinden sich langgestreckte, nicht sehr zahlreiche, horizontale Rinnen mit gekörneltem Hinterrand. Zum Vergleich habe ich in Fig. 4 die Pterygostome von dem Original BITTNER's [1]) Taf. I, Fig. 2, einer *R. Marestiana* von San Giovanni Ilarione, und in Fig. 5 ein Pterygostom von einer *R. Marestiana* var. *Avesana* BITTNER aus dem Eocän von Verona abbilden lassen. Beide Stücke befinden sich in dem paläontologischen Museum der Berliner Universität. Die horizontalen Querrinnen sind bei beiden noch gestreckter und weniger zahlreich als bei Fig. 6, indessen ist der Charakter derselbe.

Anders verhalten sich Fig. 1, ein Pterygostom von SCHAFHÄUTL's Original zu *R. Helli* (Taf. LX, Fig. 3), Fig. 2, die Pterygostome meiner *R. bavarica* (Taf. VIII, Fig. 6) und Fig. 3, ein Pterygostom von SCHAFHÄUTL's Original zu *R. Fabri* (Taf. LX, Fig. 1). Diese drei haben unterhalb des hinteren Endes des Längsleistchens zahlreiche kleine, kurze, mehr oder weniger gekrümmte Querrinnen. Bei *R. Helli* sind die Rinnen etwas weniger gekrümmt als bei *bavarica*, aber ebenso zahlreich, während *R. Fabri* eine geringere Anzahl Bögen aufweist, was aber seinen Grund in der geringeren Grösse der Form haben kann.

Bei der Aehnlichkeit der Unterseiten von *R. Helli* und *R. bavarica* glaube ich nun allerdings, die letztere nicht mehr als selbständige Art aufrecht erhalten zu sollen, da auch die Oberseite des Cephalothorax bei beiden sehr ähnlich ist. Bei meinem Exemplar der *bavarica* und auch an einem Stück aus der Münchener Sammlung sind zwar die Querstreifen hinter der Herzgegend dichter gedrängt und die vordersten Streifen an der Stirne lösen sich noch mehr in einzelne Knötchen auf, indessen mag diese Abweichung durch das Alter oder Variation bedingt sein.

Freilich ist nunmehr von SCHAFHÄUTL's Diagnose der *R. Helli* nur die Beschreibung der Oberseite des Cephalothorax brauchbar.

[1]) BITTNER, Denkschr. d. Wiener Akad. Bd. 34.

Denn auch seine Fig. 3c, Taf. LX und die dazu gehörige Beschreibung S. 264 muss einem anderen Stück resp. einer anderen Art entsprochen haben, während das Scheerenfuss-Rudiment an dem Originalstück zu Fig. 3a und b dieselbe Form und Skulptur hat, wie das von mir a. a. O. Taf. VIII, Fig. 7 dargestellte Glied.

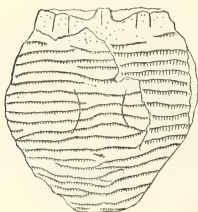
Meine Beschreibung a. a. O. S. 264—266 vervollständigt resp. verbessert also die Diagnose SCHAFHÄUTL's wesentlich, und die Synonymik würde lauten:

Ranina Helli SCHAFHÄUTL *emend.* EBERT.
» » » Leth. geogn. Taf. LX, Fig. 3a u. b (nicht Fig. 3c u. Taf. LXI, Fig. 1).
» *bavarica* EBERT. Jahrb. d. geol. Landesanstalt, Berlin 1886. Taf. VIII, Fig. 5—9.
» *Marestiana* ZITTEL. Handb. d. Palaeontol. Bd. II, S. 704, Fig. 883b.

Wie schon bemerkt, ist die Unterseite der *R. Fabri* derjenigen der *R. Helli* sehr ähnlich, jedoch die Skulptur der Oberseite scheint allerdings bei beiden beständig verschieden zu sein; namentlich die Ausbildung der Querleisten vor der durch zwei kurze Längsfurchen angedeuteten Herzgegend ist bei den drei Stücken, welche mir vorlagen (2 aus dem Münchener, 1 aus dem Berliner Museum), genau dieselbe. Da der Carapax auch breiter im Verhältniss zur Höhe ist als bei *Helli*, scheint es mir richtig, diese Form nicht als Varietät von *Helli*, vielmehr als selbständige Art aufzufassen.

Was nun das Stück betrifft, dessen Unterseite SCHAFHÄUTL auf Taf. LXI, Fig. 1 abgebildet hat, so ist dessen Oberseite (Fig. 7), welche verhältnissmässig gut erhalten ist, entschieden der *R. Marestiana* am ähnlichsten. Die Querstreifen verlaufen meist ungetheilt und gerade, nur wenige wellig oder gespalten von der einen Seite zur anderen, reichen in gleichbleibender Ausbildung bis an den Stirnrand und sind tiefer gezahnt und weniger zahlreich als bei *Helli*. Ein anderes Exemplar aus der Münchener Sammlung, welches ich eben-

Fig. 7.



falls hierher ziehen zu sollen glaube, zeigt letzteres Merkmal noch deutlicher [1]. Da auch die Unterseite, wie oben bemerkt, der der *Marestiana* sehr ähnlich ist, so kann nur die Frage entstehen, ob man die Kressenberger Formen als eine neue Art auffassen oder sie als Varietät der *Marestiana* zuweisen soll. Bei der bekannten Variabilität der *R. Marestiana* halte ich das Letztere für richtiger.

Demnach enthalten die Kressenberger Schichten vier Arten der Gattung Ranina:

Ranina Marestiana KOENIG var.
» *Helli* SCHAFHÄUTL *emend.* EBERT.
» *Fabri* SCHAFHÄUTL.
» *hirsuta* SCHAFHÄUTL.

Letztere, in die Gruppe der *R. speciosa* MÜNSTER gehörige Form, ist, wie ich mich an dem Original überzeugen konnte, eine gute Art.

---

[1]) Ich muss hervorheben, dass sich die tiefere Zähnelung nur bei erhaltener Schale erkennen lässt. Auf dem Steinkern verwischt sie sich.

Die Gastropodenfauna einiger kalkhaltiger Alluvialbildungen Norddeutschlands.

Von Herrn **K. Keilhack** in Berlin.

In vielen kalkhaltigen Alluvialbildungen Norddeutschlands begegnet man einer reichen Conchylienfauna, über deren Zusammensetzung bis jetzt noch wenig bekannt ist. STEIN giebt in seinem Werke: »Die lebenden Schnecken und Muscheln der Umgegend Berlins«, Berlin 1850, ein alluviales Conchylienlager an der Panke in der Nähe des Gesundbrunnens bei Berlin auf heute längst bebautem Grund und Boden an (s. darüber unten S. 142), und GRUNER giebt in der Erläuterung zu Section Lüderitz, S. 25, eine Liste von Süsswasserconchylien aus dem Moormergel des Uchtethales in der Altmark (s. unten S. 136). Im Uebrigen ist in den Kartentexten zu den Blättern der geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten ausnahmslos des Auftretens von Conchylien im Moormergel und Wiesenkalke nur im Allgemeinen gedacht, ohne dass specielle Listen gegeben sind. Und doch vermögen solche sowohl auf die Ursachen jener alluvialen, oft recht beträchtlichen Kalkanhäufungen ein Licht zu werfen, als auch das Nebeneinandervorkommen von Land- und Süsswasserschnecken in älteren Formationen zu erklären.

Ich habe seit Jahren, unterstützt von den übrigen im Flachlande thätigen Geologen, solche Faunen gesammelt und bestimmt [1])

[1]) Herrn Dr. O. REINHARDT in Berlin danke ich auch an dieser Stelle für freundliche Revision meiner Bestimmungen.

und veröffentliche im Folgenden die Listen von 16 Fundorten. Die Angabe der Häufigkeit des Auftretens der einzelnen Arten erfolgt in der üblichen Weise durch h. h., h., zst., s. In der Nomenclatur folge ich Reinhardt, Verzeichniss der Weichthiere der Provinz Brandenburg. Festschrift zur 59. Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte zu Berlin 1886.

In der Anordnung der einzelnen Fundpunkte richte ich mich nach dem Auftreten der Süsswasserschnecken, indem ich mit der an solchen reichsten Ablagerung beginne, mit der daran relativ ärmsten schliesse.

1. Jatznicker Moosbruch.

Ausgedehntes, bis 16 Meter starkes Wiesenkalklager unter einer $^1/_2$—1 Meter mächtigen Torfdecke, durchschnitten von der Eisenbahn Jatznick-Ueckermünde, ca. 1 Kilometer von Bahnhof Jatznick entfernt. Wird für die Cementfabrik ausgebeutet. Die Conchylien sind besonders häufig im obersten Theile des Lagers [1]).

Limnaea stagnalis L.	h. h.
» *auricularia* L.	h. h.
» *lagotis* Schrenk	h. h.
» *ovata* Drap.	h. h.
Planorbis corneus L.	h.
» *marginatus* Drap.	h.
» *contortus* L.	zst.
Valvata antiqua Sow.	h.
» *macrostoma* Steenb.	h.

Reine Süsswasserfauna.

2. Neuendorf am Speck.

(Section Schinne in der Altmark, westlich von Stendal.)

Flache Einsenkung im Gebiete des rothen altmärkischen Geschiebemergels. Auf Mergeluntergrund lagert zunächst in dünner Decke kalkiger oder kalkfreier Alluvialsand, darüber

[1]) Vergl. Scholz, Die neue Secundärbahn Jatznick-Ueckermünde. Dieses Jahrbuch für 1884, S. 283.

Wiesenkalk, zu oberst Moormergel. In letzterem finden sich ebenfalls nur Süsswasserconchylien und zwar:

Limnaea palustris Müll.	h.
Planorbis marginatus Drap.	h. h.
» *rotundatus* Poir.	h. h.
» *nitidus* Müll.	s.
Paludina vivipara Müll.	h.
Bithynia tentaculata L.	h. h.
Valvata macrostoma Steenb.	h. h.
» *cristata* Müll.	h.

Aus der benachbarten Section Lüderitz führt Gruner aus dem Moormergel des Uchtethales eine ähnliche Fauna auf; dieselbe enthält eine nirgends beschriebene *Paludina Listeri* ohne Autornamen und *Dreissena polymorpha*. Da letztere erst seit ungefähr 60 Jahren wieder aus dem Osten bei uns eingewandert ist, nachdem sie im Diluvium bereits hier gelebt hatte, ist ihr Vorkommen im Alluvium billig zu bezweifeln.

3. Radewege bei Brandenburg.

Becken in der grossen Niederung nördlich von Brandenburg a. H., hart am Rande des Föhrder Diluvialplateaus zwischen Brielow und Radewege. Am Plateaurande tritt, bis dicht an das Becken sich heranziehend, Unterer Geschiebemergel heraus. Das Becken ist mit Torf ausgefüllt, auf welchem eine dünne Moormergeldecke ruht; letztere lieferte:

Helix pulchella Müll.	h. h.
Pupa antivertigo Drap.	h.
Succinea putris L.	h. h.

Limnaea palustris Müll.	h. h.
» *truncatula* Müll.	h. h.
Planorbis marginatus Drap.	h. h.
» *spirorbis* L.	s.
» *crista* L. var. *nautileus* L.	s.
» *nitidus* Müll.	h. h.

Bithynia ventricosa Gray	s.
Valvata macrostoma Steenb.	h.
» *cristata* Müll.	h.

Land- : Süsswasserschnecken = 3 : 9.

4. Rossdorf bei Genthin.

Kleine als Acker benutzte Fläche eines sehr thonigen Moormergels (Kalkgehalt = 7,8 pCt.) inmitten des Gebietes kalkfreier Schlicke und Thalsande zwischen Genthin und Rathenow, nordöstlich von Rossdorf. Der auf kalkfreiem Schlicke als dünne Decke lagernde Moormergel enthält:

Helix pulchella Müll.	h. h.
Pupa muscorum L.	h. h.
» *antivertigo* Drap.	h.
Succinea Pfeifferi Rossm.	h.
Limnaea palustris Müll. var. *fusca* C. Pfeiffer	h.
Limnaea truncatula Müll.	h. h.
Planorbis marginatus Drap.	h.
» *rotundatus* Poir.	h.
Bithynia tentaculata L.	h.
Valvata macrostoma Steenb.	h. h.
» *cristata* Müll.	h.

Land- : Süsswasserschnecken = 4 : 7.

Die Elbniederung, zu der dieser Fundort gehört, ist in Folge ihrer ausserordentlichen Armuth an kohlensaurem Kalke allenthalben sehr arm an Schnecken.

5. Carwesee südlich von Fehrbellin.

Grosse Alluvialfläche des Havelländischen Luches, südlich von Carwesee auf Section Brunne, nicht weit entfernt vom Rande des aus Oberem Geschiebemergel bestehenden Diluvialplateaus des Ländchens Bellin. In der Niederung grosse Flächen Wiesenkalkes, frei zu Tage liegend, oder von Moormergel bedeckt. Untergrund Sand. Der Moormergel (Kalkgehalt 4—28 pCt.) enthält:

Helix pulchella Müll.	h.
» *arbustorum* L.	h. h.
Cionella lubrica Müll.	zst.
Pupa muscorum L.	zst.
» *pygmaea* Drap.	zst.
» *antivertigo* Drap.	s.
Succinea Pfeifferi Rossm.	h.

Limnaea stagnalis L.	
» *palustris* Müll. var. *fusca* C. Pfeiffer	h. h.
Limnaea palustris Müll. var. *turricula* Held	h.
Limnaea truncatula Müll.	h. h.
Planorbis corneus L.	h. h.
» *marginatus* Drap.	h. h.
» *rotundatus* Poir.	h.
» *nitidus* Müll.	s.
Paludina vivipara Müll.	h. h.
Bithynia tentaculata L.	h. h.
Valvata cristata Müll.	h. h.

Land- : Süsswasserschnecken = 7 : 10.

6. Wulkow bei Neu-Ruppin.

Wiesenflächen am Rande des breiten sanderfüllten Rhinthales östlich von Neu-Ruppin, an ein Plateau von Oberem Geschiebemergel anstossend. Den Untergrund der Wiesen bildet Unterer Geschiebemergel; darüber lagern Alluvialsand und Moormergel, zwischen beiden häufige Wiesenkalknester. Die im Moormergel (18,9 pCt. $CaCO_3$) in grösster Menge auftretenden Schnecken gehören zu folgenden Arten:

Helix pulchella Müll.	h. h.
Cionella lubrica Müll.	zst.
Pupa muscorum L.	h. h.
» *antivertigo* Drap.	h.
» *angustior* Jeffr.	s.

Succinea Pfeifferi Rossm.	h.
Carychium minimum Müll.	s.

Limnaea stagnalis L.	h.
» *ovata* Drap.	h.
» *palustris* Müll.	h. h.
» *truncatula* Müll.	h.
Physa hypnorum L.	s.
Planorbis corneus L.	h. h.
» *marginatus* Drap.	h. h.
» *rotundatus* Poir.	h. h.
» *nitidus* Müll.	h. h.
Paludina vivipara Müll.	h. h.
Bithynia tentaculata L.	h. h.
Valvata cristata Müll.	h. h.

Land- : Süsswasserschnecken = 7 : 12.

7. Harenzacken bei Löwenberg i. M.

Kleines unter einer Torfdecke lagerndes Wiesenkalklager, begrenzt im Osten von Unterem Geschiebemergel, im Westen von Unterem Sande, am Südostrande des »Harenzacken« genannten Nadel- und Laubwaldes westlich von Löwenberg in der Mark. Dieser Süsswasserkalk (83,6 pCt. $CaCO_3$) enthält die reichste der aufgefundenen Faunen, und zwar folgende Species:

Hyalina cellaria Müll.	zst.
» *radiatula* Alder	zst.
Conulus praticola Reinh.	s.
Zonitoides nitidus Müll.	s.
Patula rotundata Müll.	s.
Helix bidens Ch.	h.
» *strigella* Drap.	s.
» *arbustorum* L.	zst.
» *hortensis* Müll.	h.
Cionella lubrica Müll.	s.
Pupa antivertigo Drap.	h.
Clausilia nigricans Pult.	s.

Succinea Pfeifferi Rossm.	zst.
Carychium minimum Müll.	zst.

Limnaea palustris Müll.	h.
» » » var. *fusca* C. Pfeiffer	h.
Limnaea truncatula Müll.	h.
Physa hypnorum L.	h.
Planorbis corneus L.	h. h.
» *marginatus* Drap.	h. h.
» *vorticulus* Troschel	h. h.
» *rotundatus* Poir.	h.
» *contortus* L.	h. h.
» *nitidus* Müll.	h. h.
Ancylus lacustris L.	h. h.
Paludina vivipara Müll.	h. h.
Bithynia tentaculata L.	h. h.
Valvata piscinalis Müll.	s.
» *macrostoma* Steenb.	s.
» *cristata* Müll.	h. h.

Land- : Süsswasserschnecken = 14 : 15.

8. Gr.-Wusterwitz.

Moormergelfläche am Südrande des weiten östlichen Elbthalgebietes zwischen Genthin und Brandenburg, hart am Rande des Gr.-Wusterwitzer Diluvialplateaus, in der Nähe von zu Tage tretendem Unterem Geschiebemergel.

Helix pulchella Müll.	h. h.
Cionella lubrica Müll.	zst.
Pupa muscorum L.	h. h.
» *pygmaea* Drap.	zst.

Limnaea ovata Drap.	h.
Planorbis marginatus Drap.	h. h.
Bithynia tentaculata L.	h. h.
Valvata cristata Müll.	h.

Land- : Süsswasserschnecken = 4 : 4.

9. Radensleben bei Neu-Ruppin.

Wie No. 6, Wulkow, aber einige Kilometer südlicher.

Helix pulchella Müll.	h. h.
Cionella lubrica Müll.	zst.
Pupa muscorum L.	h. h.
» *pygmaea* Drap.	h. h.
» *antivertigo* Drap.	zst.
Succinea Pfeifferi Rossm.	h. h.
» *oblonga* Drap.	zst.
Limnaea palustris Müll. var. *fusca* C. Pfeiffer	h. h.
Limnaea truncatula Müll.	h. h.
Planorbis marginatus Drap.	zst.
» *rotundatus* Poir.	h. h.
» *nitidus* Müll.	h. h.
Valvata cristata Müll.	h.

Land- : Süsswasserschnecken = 7 : 6.

10. Südl. Bergsdorf bei Zehdenick.

Moormergel in dünner Schicht auf Oberem Mergel in einer langgestreckten Rinne des hauptsächlich aus Oberem Geschiebemergel bestehenden Diluvialplateaus zwischen Löwenberg in der Mark und Zehdenick. Der Moormergel (1,6 pCt. $CaCO_3$) enthält:

Helix pulchella Müll.	h. h.
Cionella lubrica Müll.	h.
Pupa muscorum L.	h.
» *antivertigo* Drap.	h. h.
» *angustior* Jeffr.	zst.
Limnaea truncatula Müll.	zst.
Planorbis contortus L.	zst.
» *nitidus* Müll.	zst.
Valvata cristata Müll.	h.

Land- : Süsswasserschnecken = 5 : 4.

11. Metzeltin bei Wusterhausen a. D.

Moormergelfläche bei Metzeltin auf dem aus Oberem Mergel bestehenden Diluvialplateau zwischen Wusterhausen a. D. und Wildberg.

Limax agrestis L.	s.
Zonitoides nitidus Müll.	s.
Helix pulchella Müll.	h.
» *fruticum* Müll.	s.
Cionella lubrica Müll.	zst.
Pupa muscorum L.	h.
» *pygmaea* Drap.	s.
Carychium minimum Müll.	zst.
Limnaea palustris Müll. var. *fusca* C. Pfeiffer	s.
Limnaea truncatula Müll.	s.
Planorbis marginatus Drap.	s.
» *nitidus* Müll.	s.
Valvata cristata Müll.	s.

Land- : Süsswasserschnecken = 8 : 5.

12. Zwischen Uenglingen und Schernikau in der Altmark.

Wie 2, Neuendorf am Speck.

Patula pygmaea Drap.	s.
Helix pulchella Müll.	h.
» *bidens* Ch.	zst.
» *hispida* L.	zst.
Pupa muscorum L.	zst.
» *antivertigo* Drap.	zst.
Succinea oblonga Drap.	h.
Planorbis rotundatus Poir.	h.
Valvata macrostoma Steenb.	h.

Land- : Süsswasserschnecken = 7 : 2.

13. Pankethal in der Nähe des Gesundbrunnen.

Ueber dieses Lager berichtet Stein in der Eingangs citirten Schrift folgendes: »es gelang mir, auf dem linken Ufer [der

Panke], zwischen dem Gesundbrunnen und der Papiermühle, ein Lager von Landschnecken, etwa $1^1/_2$ Fuss unter der Bodenfläche, aufzufinden. Die Gehäuse sind meist in einem sehr zerbrechlichen Zustande und liegen in einer mergelartigen, von Sumpfeisen durchsetzten Eisenschicht.«

Danach liegt also offenbar ein Wiesenkalklager vor. In demselben fanden sich folgende Arten:

Hyalina cellaria MÜLL.
Patula rotundata MÜLL.
Helix hispida L.
» *hortensis* MÜLL.
» *bidens* CH.
Cionella lubrica MÜLL.
Pupa muscorum L.
Clausilia laminata MANT.

Planorbis spirorbis L.

Land- : Süsswasserschnecken = 8 : 1.

14. Trechwitz bei Lehnin.

Moormergelfläche am Nordrande des breiten Lehniner Thales, dicht an das in der Hauptsache aus Geschiebemergel bestehende Gross-Kreutzer Plateau herantretend. Es fanden sich folgende Arten:

Hyalina radiatula ALDER	s.
Helix pulchella MÜLL.	h.
Cionella lubrica MÜLL.	h.
Pupa muscorum L.	h.
» *pygmaea* DRAP.	h.
» *antivertigo* DRAP.	zst.
» *angustior* JEFFR.	zst.
Succinea Pfeifferi ROSSM.	zst.
Carychium minimum MÜLL.	zst.
Limnaea truncatula MÜLL.	zst.

Land- : Süsswasserschnecken = 9 : 1.

15. Körzin.

Oberkrume des Wiesenmergels auf Section Wildenbruch, südwestl. von Potsdam.

Helix pulchella Müll.	h.
» *bidens* Ch.	h. h.
» *rubiginosa* Zgl.	s.
» *arbustorum* L.	zst.
» *hortensis* Müll.	h.
Cionella lubrica Müll.	s.
Pupa muscorum L.	s.
» *pygmaea* Drap.	zst.
» *angustior* Jeffr.	zst.
Succinea oblonga Drap.	h. h.
Clausilia nigricans Pult.	s.
Carychium minimum Müll.	s.
Planorbis marginatus Drap.	s.

Land- : Süsswasserschnecken = 12 : 1.

16. Gollwitz, zwischen Genthin und Ziesar.

Wie 8., Gr.-Wusterwitz, 3 Kilom. westlicher.

Hyalina radiatula Alder	zst.
Helix pulchella Müll.	h. h.
» *fruticum* Müll.	s.
» *hortensis* Müll.	h.
» *strigella* Drap.	zst.
Cionella lubrica Müll.	h. h.
Pupa muscorum L.	h. h.
» *pygmaea* Drap.	zst.
» *antivertigo* Drap.	zst.
» *angustior* Jeffr.	zst.
Succinea oblonga Drap.	h. h.

Nur Landschnecken.

Nachfolgend gebe ich eine Zusammenstellung der aufgefundenen Arten mit Bezugnahme auf das Auftreten an den einzelnen Fundorten.

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	Sa.
1	*Limax agrestis* L.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	1
2	*Hyalina cellaria* MÜLL.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	*	.	.	.	2
3	» *radiatula* ALDER	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	.	*	.	*	3
4	*Conulus praticola* REINH.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1
5	*Zonitoides nitidus* MÜLL.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	*	.	.	.	.	.	2
6	*Patula pygmaea* DRAP.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	1
7	» *rotundata* MÜLL.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	*	.	.	.	2
8	*Helix pulchella* MÜLL.	.	.	*	*	*	*	.	*	*	*	*	*	.	*	*	*	12
9	» *bidens* CH.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	*	*	.	*	.	4
10	» *fruticum* MÜLL.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	*	2
11	» *strigella* DRAP.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	*	2
12	» *hispida* L.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*	*	.	.	.	2
13	» *rubiginosa* ZGL.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*	.	1
14	» *arbustorum* L.	.	.	.	.	*	.	*	.	.	.	.	.	.	.	*	.	3
15	» *hortensis* MÜLL.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	*	.	*	*	4
16	*Cionella lubrica* MÜLL.	.	.	.	.	*	*	*	*	*	*	*	.	*	*	*	*	11
17	*Pupa muscorum* L.	.	.	.	*	*	*	.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	12
18	» *pygmaea* DRAP.	.	.	.	.	*	.	.	*	*	.	*	.	.	*	*	*	7
19	» *antivertigo* DRAP.	.	.	*	*	*	*	*	.	*	*	.	*	.	*	.	*	10
20	» *angustior* JEFFR.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	*	.	.	.	*	*	*	5
21	*Clausilia laminata* MONT.	.	.	.		.	.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	1
22	» *nigricans* PULT.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	.	.	*	.	2
23	*Succinea putris* L.	.	.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1
24	» *Pfeifferi* ROSSM.	.	.	.	*	*	*	*	.	*	.	.	.	.	*	.	.	6
25	» *oblonga* DRAP.	.	.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	*	.	.	*	*	4
26	*Carychium minimum* MÜLL.	.	.	.	.	.	*	*	.	.	.	*	.	.	*	*	.	5
27	*Limnaea stagnalis* L.	*	.	.	.	*	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	3
28	» *auricularia* L.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1
29	» *lagotis* SCHRENK	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1
30	» *ovata* DRAP.	*	.	.	.	.	*	.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	3
31	» *palustris* MÜLL.	.	*	*	*	*	*	*	.	*	.	*	.	.	.	.	.	8
32	» *truncatula* MÜLL.	.	.	*	*	*	*	*	.	*	*	*	.	.	*	.	.	9
33	*Physa hypnorum* L.	.	.	.	.	.	*	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2
34	*Planorbis corneus* L.	*	.	.	.	*	*	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4
35	» *marginatus* DRAP.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	.	*	.	.	.	*	.	11

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
36	*Planorbis vorticulus* Troschel	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1
37	» *rotundatus* Poir. . .	.	*	.	*	*	*	*	.	*	.	.	*	.	.	.	.	7
38	» *spirorbis* L.	.	.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	2
39	» *crista* L.	.	.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1
40	» *nitidus* Müll. . . .	.	*	*	.	*	*	*	.	*	*	*	.	.	.	.	.	8
41	» *contortus* L.	*	.	.	.	.	.	*	.	.	*	.	.	.	.	.	.	3
42	*Ancylus lacustris* L.	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1
43	*Paludina vivipara* Müll. . . .	.	*	.	.	*	*	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	4
44	*Bithynia tentaculata* L.	.	*	.	*	*	*	*	*	.	.	.	.	.	.	.	.	6
45	» *ventricosa* Gray . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1
46	*Valvata piscinalis* Müll. . . .	.	.	.	.	.	.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1
47	» *antiqua* Sow.	*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1
48	» *macrostoma* Steenb. .	*	*	*	*	.	.	*	.	.	.	.	*	.	.	.	.	6
49	» *cristata* Müll.	.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	.	.	.	.	.	10
	Summa	9	8	12	11	17	19	29	8	13	9	13	9	9	10	13	11	200

Die angeführten Arten, weit mehr als die Hälfte der in dem betreffenden Gebiete heute lebenden, bestehen ungefähr je zur Hälfte aus Land- und Süsswasserschnecken. Am häufigsten, nämlich in der Hälfte und mehr aller Ablagerungen treten von ersteren *Helix pulchella, Cionella lubrica, Pupa muscorum* und *antivertigo,* von letzteren *Limnaea palustris* und *truncatula, Planorbis marginatus* und *nitidus* sowie *Valvata cristata* auf. Fragen wir uns, wie diese gemischten Faunen entstehen konnten, so muss man bezüglich der Bildung der betreffenden Ablagerungen erwägen, dass dieselben auf verschiedene Art entstehen konnten. Was zunächst die zweifellos in geschlossenen Becken zum Absatze gelangten Wiesenkalklager und ihre Fauna betrifft, so sind deren in der obigen Untersuchung nur drei angeführt: das Jatznicker Moosbruch mit reiner Süsswasser-, das Löwenberger mit zu gleichen Theilen gemischter und dasjenige des Pankethales mit weit überwiegender Landfauna. Hier ist die Ursache des Unterschiedes sehr leicht zu erkennen: das erstgenannte ist ein ausgedehntes Becken, aus dessen mittlerem Theile die zur Untersuchung ge-

langten Proben herstammen, während das Löwenberger Kalklager höchstens 100 Meter breit ist und auch dasjenige im Pankethale, entsprechend der geringen Breite der alluvialen Rinne des letzteren, ebenfalls unbedeutend gewesen sein wird. Die Wasserschnecken haben natürlich in dem Becken gelebt, während die andern an den Ufergehängen lebten; nach ihrem Tode gelangten die Schalen in Folge ihrer Leichtigkeit mit Regenfluthen und Schneeschmelzwassern in das Becken hinein, sanken darin unter und mischten im Kalkschlamme sich mit den Schalen der abgestorbenen Beckenbewohner. Eine derart gemengte Fauna ist also bei kleinen, und an den Rändern, nicht aber in der Mitte grosser Becken zu erwarten.

Anders liegt die Sache bei der Fauna des Moormergels. Auch dort finden wir reine Süsswasser- (Neuendorf) und reine Land-Fauna (Gollwitz), und dazwischen in allen möglichen Uebergängen gemischte Faunen. Der Moormergel aber zeigt keine Spur von Bildung in Becken, er nimmt vielmehr immer die meist nur wenig mächtige oberste Schicht in bisweilen sehr ausgedehnten (Havelländisches Luch) ebenen Flächen in Rinnen und Thälern ein. Auch entfernt er sich von dem Rande des Diluvialplateaus, an welches er sich meist anlehnt, oft so beträchtlich, dass ein Hineinspülen der Landschnecken von den Gehängen des Plateaus aus undenkbar wird. Auch die Zusammensetzung des Moormergels, dieses sehr ungleichmässig aus Sand, Humus und Kalk gemengten Gebildes, weist auf eine andere Entstehung hin. Die Moorerdedecke auf dem aus Sand oder Kalk bestehenden Untergrunde ist natürlich auf eine durch sehr flachen Grundwasserstand bedingte kräftige Vegetation zurückzuführen. Für die Mengung des Humus mit kohlensaurem Kalke giebt es zwei Möglichkeiten: die eine ist die Zuführung des Kalkes aus den an die Moorflächen angrenzenden diluvialen Plateaus. Ich habe bei der kurzen geognostischen Skizzirung der einzelnen Fundorte bereits auf das allenthalben in der Nähe der Moormergelflächen beobachtete Auftreten von kalkhaltigen Geschiebemergeln des Diluviums hingewiesen, deren ursprünglich auch in den oberen, jetzt ausgelaugten Schichten enthaltene Kalkbeimengung heute sicherlich zum grossen Theile in

den alluvialen Kalkbildungen der Nachbarschaft zu suchen ist. Die zweite Möglichkeit ist die Zuführung des Kalkes durch austretendes, das Gelände überstauendes Grundwasser, dessen Kalkgehalt, aus tieferen Schichten herrührend, beim Zurücktreten oder Verdunsten des Wassers von der Moorerdedecke zurückbehalten wird. Mag die Zufuhr im einzelnen Jahre auch nur unbeträchtlich sein, so wird sie sich doch im Laufe langer Jahre ganz erheblich summiren können. Im Grunde genommen ist dieser zweite Fall dem ersten verwandt, denn der Kalkgehalt des alluvialen Untergrundes, den das Grundwasser auslaugen kann, rührt doch in erster Linie auch wieder aus der Auslaugung diluvialer Schichten her. Beide Fälle setzen eine nur zeitweilige Ueberstauung des kalkhaltigen Alluvialgebietes voraus und beide erklären die Zusammensetzung der Conchylienfauna in einfacher Weise.

Wenn man die Moormergelflächen der Mark, beispielsweise im Havelländischen Luche, aufmerksam betrachtet, so sieht man, besonders bei flachen Ueberstauungen, dass die Oberfläche keine absolute Ebene ist, sondern dass zahlreiche kleine, flache Depressionen vorhanden sind, während andere Flächen ein wenig aus dem Wasser hervorragen. Der überaus flache Grundwasserstand, der früher überall, heute in Folge häufiger Eingriffe des Menschen nur noch stellenweise die Moormergelflächen auszeichnet, ermöglichte in den niederen Theilen einer anspruchslosen, selbst kurze Zeiten relativer Trockenheit leicht überstehenden Süsswasserfauna das Dasein, während in den etwas höher gelegenen Theilen eine viel Feuchtigkeit liebende Landfauna sich ansiedelte. Denn in der That sind die oben angeführten häufigsten Landschnecken ausnahmslos Bewohner feuchter Orte, Wiesen, Grabenränder u. a. Die zahlreichen Sträucher und Bäume der Moormergelflächen in ihrem ursprünglichen Zustande boten den Thieren die Möglichkeit leichten Rückzuges bei unbequem hohen Ueberstauungen. Das Zahlenverhältniss zwischen Land- und Süsswasserschnecken weist auf die Verschiedenartigkeit der Lebensbedingungen an den verschiedenen Oertlichkeiten hin. Je trockener ein Moormergelgebiet war, um so mehr überwog die Landfauna; die beiden am längsten

und unter ungünstigsten Bedingungen noch aushaltenden Wasserschnecken sind nach obiger Liste *Planorbis marginatus* und *Limnaea truncatula* und gerade diese beiden vertragen recht gut, ausserhalb des Wassers am feuchten Boden eine längere Zeit zu existiren. Am wenigsten weit gehen die grossen Wasserschnecken, *Limnaea stagnalis*, *Planorbis corneus* und *Paludina vivipara*, die alle drei grosse offene Wasserbecken unbedingt bevorzugen. Leicht erklärt sich auch, dass keine Landschnecken in diesen Ablagerungen auftreten, die trockenes Gelände als Wohnsitz beanspruchen, wie *Helix costata*. Eine charakteristische Lokalität, an der man das Nebeneinanderleben von Land- und Süsswasserschnecken auf engem Raume auf das schönste beobachten kann, ist das auch bei Botanikern und Entomologen in gutem Rufe stehende Laubwald- und Wiesengebiet des Brieselang bei Nauen.

Die Mengung der auf der gleichen Moormergelfläche an höheren und niederen Stellen lebenden Land- und Wasserschnecken erfolgt in jedem Frühjahre durch die übergestauten Grundwasser, die die leichten Schalen der abgestorbenen Thiere aufheben und an etwas anderer Stelle, nachdem sie sich mit Wasser gefüllt haben, wieder fallen lassen.

An den weitaus meisten Stellen hat der Mensch den als Acker- und Gartenland vorzüglichen Moormergelboden durch Entwässerung so umgewandelt, dass heute auf ihm nur Landschnecken noch lebend vorkommen, während nur das massenhafte Vorkommen subfossiler Limnaeen und Planorben auf das früher völlig andere Grundwasserverhältniss hinweist.

Ueber zwei Tiefseefacies in der oberen Kreide von Hannover und Peine und eine zwischen ihnen bestehende Transgression.

Von Herrn **A. Denckmann** in Berlin.

Zu den nachfolgenden Untersuchungen bin ich speciell angeregt worden durch die Arbeiten ZITTEL's über fossile Lithistiden und Hexactinelliden, welche sich in hervorragender Weise mit den palaeontologischen Befunden der Hannover'schen Kreide beschäftigen. Ich gehe bei den Reflexionen über Facies-Bedeutung der Kreidesedimente von 2 Voraussetzungen aus:

1. Grössere ununterbrochene Schichtencomplexe von Plänerkalken und Kreidekalkmergeln mit Vertretern der Echinidengattungen *Micraster*, *Epiaster*, *Infulaster* und mit reichen Faunen von Hexactinelliden und Lithistiden müssen als Ablagerungen aus Tiefsee aufgefasst werden.

2. Geht ein solcher Schichtencomplex nach oben hin in petrographisch von ihm verschiedene Sedimente über, welche zugleich andere Fauna (z. B. Austern etc.) führen, so kann man unter Umständen annehmen, dass nach Ablagerung der Tiefseefacies eine negative Strandverschiebung im Sinne v. RICHTHOFEN's stattgefunden habe, falls die Verhältnisse in dem gleichen Horizonte an anderen Lokalitäten zu einer derartigen Annahme zwingen.

Sollte sich die erste dieser Voraussetzungen als unrichtig herausstellen, sollte nachgewiesen werden, dass die mächtigen Spongien führenden Plänerkalke des Turons der Gegend von Salzgitter, von Alfeld, des Teutoburger Waldes und bedingungsweise [1]) Westfalens nicht Tiefseeablagerungen sind und dass die Kreidemergel mit *Belemnitella quadrata* und *B. mucronata*, so weit sie rein und spongienreich sind, nicht als Tiefseefacies gelten können, so würde ein grosser Theil der im Folgenden gemachten Erklärungsversuche in sich selbst zusammenfallen. Nach dem heutigen Standpunkte der Wissenschaft jedoch sprechen sowohl petrographische Beschaffenheit, als auch Fauna dafür, dass wir in den betreffenden Gebilden in der That Tiefseeablagerungen vor uns haben.

Im Salzgitter'schen Höhenzuge wird das Turon durch die grossplattigen, muscheligen, gelblichgrauweissen Plänerkalke des Cuvieri-Pläners abgeschlossen, welche wegen ihrer Kieselspongienfauna wohl als unzweifelhafte Tiefseebildungen anzusprechen sind. Ueber ihnen folgen zunächst die Emscher Mergel, deren abweichende petrographische Beschaffenheit auf eine Aenderung in den Sedimentationsverhältnissen deutet, während ihre spärliche Fauna wenigstens nicht gegen die Annahme spricht, dass sie nicht mehr aus Tiefsee, sondern aus verflachtem Meere abgelagert sind. Letzteres kann man schon mit mehr Bestimmtheit für die darüber folgenden unter-senonen mergeligen Thone der Ziegeleien von Lobmachtersen und Neuenkirchen bei Salzgitter in Anspruch nehmen, welche *Actinocamax Westfalicus* SCHLÜTER und *Ostrea sulcata* BLUMENBACH führen, Formen, deren Hauptverbreitung in die Conglomerat-, Mergel- und Sand-Facies des nordwestdeutschen Untersenons fällt. — Höhere Schichten des Senons sind aus der betreffenden Gegend nicht bekannt geworden.

Man kann also im grossen Ganzen sagen, dass im Salzgitter'schen Höhenzuge mit Beginn der Senonzeit eine Aenderung sowohl in der Sedimentation, wie in der Fauna eintritt, welche

---

[1]) In Westfalen sind bekanntlich nicht überall die Turonschichten durchgängig als reine Plänerkalke entwickelt.

recht wohl ihre Ursache in einer allgemeinen Verflachung des Meeres haben kann.

Gehen wir nach diesen Ueberlegungen zu dem Senon der Umgegend von Peine und von Hannover über, so fällt zunächst in der obersten Abtheilung der oberen Kreide eine unzweifelhafte Tiefseefacies in die Augen, deren Hauptfundpunkte ich kurz aufzähle: die Kalksteinbrüche von Ilten und Ahlten bei Hannover; die Mergelgruben von Kolshorn, Vörum, Gr.-Solschen, Schwiechelt, Rosenthal, Duttenstedt, Meerdorf, Vordorf, Meine, Wedesbüttel, Martinsbüttel; der Kalkofen von Adenstedt und der durch seine wunderbar schön erhaltenen Kieselspongien ausgezeichnete, leider jetzt zugeschüttete Steinbruch des alten Kalkofens an der Landstrasse zwischen Gross-Ilsede und Oberg. Alle diese Fundstellen, deren Sedimente theils der Mucronaten-, theils der Quadraten-Kreide angehören, führen mächtige Schichtenfolgen reiner weisser Kreidekalke oder -Mergel und sind mehr oder weniger reich an Kieselspongien und an Tiefsee-Echiniden. Sie zeugen dafür, dass in der betreffenden Gegend in der Senonzeit eine bedeutende, jedenfalls mit den nordischen Kreidebildungen in Verbindung stehende Tiefseeentwicklung existirt hat. Da nun ebendaselbst auch turone Plänerkalke in einer von der typischen Ausbildung bei Salzgitter etc. nicht abweichenden Weise entwickelt sind, so haben wir mit 2 Tiefseebildungen zu rechnen, von denen kaum anzunehmen ist, dass sie, wie D. Brauns[1]) für den Pläner anzunehmen scheint, sich kanalartig durch etwa vorhandene Inseln hindurchgezwängt haben.

Nun haben aber namentlich die durch den Grubenbau der Ilseder Hütte gewonnenen Aufschlüsse gelehrt:

---

[1]) Die obere Kreide von Ilsede bei Peine und ihr Verhältniss zu den übrigen subhercynischen Kreideablagerungen von D. Brauns in Halle a. d. Saale. Verhdlg. d. nat. Vereins d. Pr. Rheinlande und Westfalens 1874, S. 56 ff. In Betreff dieser Arbeit bemerke ich, dass eine principiell sehr wichtige Angabe von Brauns auf Irrthum beruht. Der senone Eisenstein von Bodenstedt liegt nicht, wie Brauns (l. c. S. 69) angiebt, auf Gault, sondern, wie ich mich selbst auf einer Urlaubsreise im December 1888 in einer grösseren Anzahl von Gruben überzeugt habe, auf Brongniarti-Pläner.

1. dass die senonen Kreidemergel der Gegend von Peine da, wo sich das Liegende beobachten liess, noch eine Unterlage von Mergeln, Sanden und Conglomeraten haben mit Faunen, die auf flaches Meer und z. Th. auf Strandfacies hindeuten.

Als Beispiel möge die Reihenfolge der einzelnen Schichten in den Eisensteingruben von Gr.-Bültum dienen. Dieselbe ist von unten nach oben im Allgemeinen eine derartige: 1. Conglomeratische Eisensteine. 2. Conglomerate mit mergeligem Bindemittel. Darin vorwiegend die Austern. 3. Dasselbe Gestein, durch Abnahme der Conglomerate und Eisensteinkörner und durch Zunahme des Kalkgehaltes in Mergel übergehend. Darin vorwiegend die Bryozoen. 4. Unreine hellgraue körnige Mergelkalke mit Kieselspongien. 5. Grüngraue glaukonitische Mergelthone mit *Pholadomya designata* und Gastropodenfauna. Der Uebergang dieser Schichten in die reine Quadratenkreide ist mir nicht bekannt [1].

2. dass das dortige Senon nicht auf einer vollständigen Schichtenreihe von Turon liegt, sondern dass es den älteren Sedimenten der Kreide in Form der Transgression aufgelagert ist.

Als Beleg hierfür zähle ich einige Beispiele auf:

Das Untersenon des Süerser Berges und des Bargberges bei Gehrden, sowie dasjenige des Lindener Berges bei Hannover lagert auf Gaultthonen [2]. Bei Sarstedt habe ich senone Thone gefunden, welche anscheinend auf Galeritenpläner liegen. Das Senon von Misburg und das des Kronsberges liegt theils auf mittel-turonen, theils aber auf unter-

---

[1] Ich will nicht unterlassen zu bemerken, dass ein derartiger rascher Facieswechsel darauf schliessen lässt, dass die mit der vorhergegangenen negativen Strandverschiebung ein geologisches Ereigniss ausmachende positive Strandverschiebung zu Beginn der Senonzeit nicht eine einmalige, gleichmässige gewesen ist, sondern dass man das aus den beiden Strandverschiebungen resultirende stratigraphische Bild als das Product vieler Einzelvorgänge aufzufassen hat.

[2] Vergl. Heinr. Credner, Geogn. Karte der Umgebung von Hannover. Hannover 1865. Karte und Text. — Um sich von den Dimensionen der abradirten Schichten ein Bild zu machen, vergegenwärtige man sich, dass der turone Pläner bei typischer Entwicklung durchschnittlich eine Mächtigkeit von 300 bis 400 Meter besitzt.

turonen Plänerkalken, an keiner Stelle aber auf ober-turonen; wenigstens ist daselbst der Cuvieri-Pläner nicht nachgewiesen. (Heinr. Credner l. c. S. 17.) Die unter-senonen Gesteine der Steinbrüche zwischen Hoheneggelsen und Adenstedt, die Eisensteine von Adenstedt, Gr.-Bültum und Gr.-Ilsede liegen auf Gault-Thonen, die in den Bültumer Gruben speciell durch das Auftreten von *Belemnites minimus* Listr. charakterisirt werden. Die phosphoritreichen, unter-senonen Eisensteine von Bodenstedt und von Lengede bei Peine werden von Brongniartipläner resp. stellenweise (nach einer gütigen Mittheilung des Herrn Bergmeister Bingmann zu Gr.-Bültum) von rothem Pläner mit *Inoceramus mytiloides* unterteuft.

Die conglomeratischen Eisensteine im Liegenden der Senonbildungen der Gegend von Peine zeigen der Gleichartigkeit ihrer Entstehung gemäss in gewisser Beziehung eine grosse Aehnlichkeit mit den entsprechenden Bildungen im Neocom der Gegend von Salzgitter. Auch in den untersenonen Eisensteinen ist das Material der zerstörten Schichten gewissermassen auf natürlichem Wege aufbereitet worden. Es finden sich auch in ihnen abgerollte Bruckstücke von zerstörten Sedimenten (hier Kreidesedimenten), unter denen die Phosphorite mit Hopliten und Acanthoceren des Gault sehr häufig sind. Nicht unwichtig ist es, dass sich bei Bodenstedt, wo Pläner das Liegende bildet, zahlreiche abgerollte Bruchstücke von Plänergesteinen als Phosphorite finden, sowie dass an genannter Lokalität die abgerollten Phosphorite von Bohrmuscheln angebohrt sind. Diese Phosphorite sind dort ausserordentlich zahlreich und zeichnen sich durch ihre grösseren Dimensionen vor denen anderer Lokalitäten aus.

Demnach kann einerseits für die Gegend von Peine-Hannover kein Zweifel bestehen, dass erstlich während der Turonzeit Tiefseebildungen daselbst abgelagert worden sind, dass ferner zu Ende dieser Periode die abgelagerten Tiefseesedimente durch negative Strandverschiebung mehr oder weniger über das Niveau des Meeres kamen, ebenso dass bei Beginn der Senonzeit positive Strandverschiebung gewaltige Abrasionen veranlasst hat, dass sich dann zunächst die Trümmer der abradirten Gesteinsmassen ablagerten,

und dass endlich die See im weiteren Verlaufe allmählich wieder ihre ehemalige oder eine ähnliche Tiefe bekam, wie aus dem Vorhandensein von Kieselspongien führenden, die untersenonen Schichten überlagernden Quadraten- und Mucronaten-Kreide-Mergeln zu schliessen ist. Andrerseits vermissen wir in der Gegend von Salzgitter keins der bei normalen Profilen die obere Kreide bis zu den Emscher Mergeln zusammensetzenden Glieder. Hier hat also zu Beginn der Senonzeit, soweit wir dies bei dem heutigen Stande unserer stratigraphischen Kenntniss des Senons beurtheilen können, keine Abrasion stattgefunden. Wohl aber zeigen sich die den Cuvieri-Pläner überlagernden Emscher Mergel und die Mergelthone von Lobmachtersen und Neuenkirchen in ihren petrographischen Merkmalen und in ihrer Fauna derartig beschaffen, dass sich die Annahme, es sei hier das Meer nach der Turonzeit flacher geworden, vertheidigen lässt [1]. Jedenfalls aber lässt sich eine Veränderung in der Sedimentation nach Ablagerung des obersten Turons constatiren.

Es fragt sich nun, ob die für ein nicht gerade kleines Gebiet theils erwiesene, theils den Umständen nach annehmbare negative und darauf folgende positive Niveauschwankung auf der Grenze des Turons gegen das Senon sich für weitere Gebiete nachweisen lässt. Ich habe versucht, in der Litteratur Anhaltspunkte zu finden, habe jedoch bei den für diesen Zweck wenig günstigen Methoden, in welchen die meisten Untersuchungen über senone Ablagerungen geführt worden sind, bis jetzt verhältnissmässig wenig Ausbeute gehabt. Ausser einem Profil [2], in welchem das Senon das Cenoman direct überlagernd dargestellt wird, waren mir einige Angaben besonders wichtig, welche ich in der Arbeit von von Strombeck über den Zeltberg bei Lüneburg [3] gefunden habe.

---

[1] Uebrigens ist für eine Allgemeinheit der von mir befürworteten Niveauschwankungen das Auftreten vollständiger Profile keineswegs hinderlich. Auch das Neocom überlagert an gewissen Punkten des nordwestlichen Deutschlands den vollständig entwickelten Jura, während es bei Gr.-Döhren bis auf den mittleren Buntsandstein übergreift.

[2] Drescher: Ueber die Kreidebildungen der Gegend von Löwenberg. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. Bd. XV, 1863, Taf. VIII.

[3] A. v. Strombeck: Ueber die Kreide am Zeltberge bei Lüneburg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XV, S. 97—187.

Am Zeltberge bei Lüneburg ist, wie bekannt, die vorhandene obere Kreide vollständig als Schreibkreide entwickelt. Es fehlt dort nach von Strombeck's Angabe das Turon über dem Brongniarti-Pläner. Es besteht ein Hiatus zwischen Brongniarti-Pläner und Quadratenkreide. Es ist gewiss von symptomatischer Bedeutung, dass schon von Strombeck in Anknüpfung an diese Thatsache darauf hinweist, dass derartige Lücken in der Schichtenfolge möglicher Weise auch in der Schreibkreide von England und Frankreich zu suchen sind.

Bei der flachen, oft fast horizontalen Lagerung der Schichten in der Gegend von Peine und Hannover ist nicht etwa daran zu denken, dass eine scheinbar übergreifende Lagerung durch streichende Verwerfungen veranlasst sei, eine Deutung, die vielleicht in vielen Fällen in den überkippten Schichten des nördlichen Harzrandes zulässig ist. Auch für die Hilseisensteine der Gegend von Salzgitter, gegen deren übergreifende Lagerung mir gelegentlich von Disputen Einwände gemacht worden sind, muss ich bestreiten, dass ihr Uebergreifen ein durch tektonische Vorgänge veranlasstes ist, wenngleich ich die Möglichkeit von dergleichen durch streichende Verwerfungen hervorgerufenen Lagerungsverhältnissen bei der steilen Stellung der Schichten im Salzgitter'schen Höhenzuge einräume. Auf das Schlagendste wird die übergreifende Lagerung des Hilseisensteins an vielen Stellen in den Aufschlüssen bewiesen, indem sich oft Bohrmuscheln des Hils in die den Hilseisenstein unterteufenden Gesteine eingebohrt haben, und sogar, wie ich in der Grube Marie bei Steinlah auf Cardinienbänken zu beobachten Gelegenheit hatte, Austern (*Ostrea Couloni*) ihnen aufsitzen. (Vergl. hierüber auch meine Arbeit über die geologischen Verhältnisse von Dörnten. Abhdlg. zur geolog. Specialkarte von Preussen u. d. Thüringischen Staaten Bd. VIII, Heft 2, S. 27 ff.)

Hier ist vielleicht der passende Ort, kurz auf die Ausstellungen einzugehen, welche Vacek an dem stratigraphischen Theile dieser meiner Arbeit gemacht hat. Vacek hat (Verhandlg. d. K. K.

geol. Reichsanstalt. 1887, S. 307 f.) meine Ausführungen über die Phosphorite oolithischer Structur auf secundärer Lagerstätte mit Einschlüssen von Versteinerungen der Jurensiszone einer abfälligen Kritik unterzogen. Ich bemerke hierüber Folgendes: Die fraglichen Phosphorite treten in einer meist nicht sehr mächtigen, mergeligen Zwischenlage zwischen den bituminösen Schiefern des oberen Lias und typisch entwickelten Opalinusthonen auf, in einer Schicht, welche bekanntlich von den älteren Autoren unter den Namen Jurensismergel, Jurensiszone, Zone des *Amm. Germaini* u. s. w. geführt wird. Vacek muss also, da er die Lagerung der fraglichen Phosphorite auf secundärer Lagerstätte ausdrücklich anerkennt, und da er seine ganze Theorie von Corrosionslinien[1]) auf das Auftreten derartiger Erscheinungen stützen muss, ohne weiteres zugeben, dass es auch unterhalb des Sowerbyi-Horizontes, also unterhalb von Vacek's Grenze des »Lias« gegen den »Jura« Zeichen von Abrasionsthätigkeit des Meeres innerhalb der jurassischen Sedimente giebt. Der Nachweis, welchem hauptsächlich Vacek's oben citirte Kritik des geologischen Theiles meiner Arbeit über Dörnten dienen sollte, dass Abrasionserscheinungen im Sinne Vacek's in jurassischen Sedimenten nur an der Basis des Vacek'schen »Jura« auftreten, dürfte somit als misslungen zu betrachten sein. So viel über den norddeutschen oberen Lias, so weit er von mir untersucht worden ist. Dass ein Gleiches auch für gewisse schwäbische und ausserdeutsche Lokalitäten gilt, habe ich bereits vielfach, theils in der Litteratur, theils in Sammlungen bestätigt gefunden, und das hoffe ich in einem besonderen Aufsatze demnächst nachweisen zu können.

Schliesslich noch Folgendes: Ich hatte unabhängig von Vacek an der Basis des Dogger in einem räumlich beschränkten Gebiete ähnliche Erscheinungen beobachtet, wie sie Vacek an der Basis des Sowerbyi-Horizontes für ausgedehnte Gebiete aus der Litteratur nachgewiesen hat, Erscheinungen auf die Vacek seine Zweithei-

[1]) M. Vacek, Fauna d. Ool. v. Cap S. Vigilio, verbunden mit einer Studie über die obere Liasgrenze. Abhandlungen d. K. K. geol. Reichanstalt. 1886, Bd. XII, Heft 3.

lung des Jura gründet. Es ist ein Missverständniss von Vacek, wenn er sich gegen meine »freundlichen« Erweiterungen seiner Theorie verwahrt. Im Gegentheil kann es von den Gegnern der Zweitheilung des Jura nur als willkommenes Argument begrüsst werden, wenn sich mehrere Corrosionslinien im Sinne Vacek's innerhalb der jurassischen Sedimente nachweisen lassen, noch dazu, wenn sich eine dieser Linien auf der Grenze von Lias gegen Dogger nachweisen lässt.

Ich gebe gern zu, dass die bisher in der Litteratur »Jurensismergel« u. s. w. genannte dünne Mergellage mit Petrefacten der Jurensiszone in Phosphoriten auf secundärer Lagerstätte, als tiefstes Glied der Opalinusthone aufgefasst werden könnte resp. müsste, wenn das von mir im engen Bezirk nachgewiesene Conglomerat sich in grösserer Verbreitung derart nachweisen liesse, dass man es als das Product einer allgemeinen Abrasion nach vorausgegangener allgemeiner Trockenlegung auffassen müsste. Zu einer derartigen Deduction glaubte ich mich jedoch bei Abfassung meiner Arbeit über Dörnten nicht berechtigt, und ich glaube in den Augen der grösseren Mehrzahl meiner Fachgenossen mein stratigraphisches Gewissen nicht mit einer »stratigraphischen Sünde« belastet zu haben, indem ich von der Bezeichnung »Jurensismergel«, die ich in der Litteratur vorfand, ausging und auf inductivem Wege die stratigraphischen Verhältnisse klar zu legen versuchte. Dass ich aber die stratigraphischen Verhältnisse klar aufgefasst und ausgedrückt habe, wird jeder zugeben, der den l. c. S. 22 gesperrt gedruckten Satz aufmerksam durchliest.

Fragliche Lepidodendronreste im Rothliegenden und jüngeren Schichten.

Von Herrn **Ch. E. Weiss** in Berlin.

(Hierzu Tafel II.)

Das besondere Interesse, welches die Frage nach dem Vorkommen von *Lepidodendron* im Rothliegenden hat, war Anlass zur Vornahme einer Revision der als solches bestimmten Reste, soweit sie mir zugänglich waren. Herr Geheimrath ROEMER in Breslau ermöglichte zu diesem Zwecke die erneute Untersuchung des von GÖPPERT unter dem Namen *Lepidodendron frondosum* beschriebenen merkwürdigen Stückes in dem Kalksteine des Rothliegenden von Niederrathen in Niederschlesien (s. GÖPPERT's Permische Flora, Taf. XXXVII, Fig. 4), wobei sich ergab, dass die Deutung dieses Restes einer Berichtigung bedarf, welche mit der abermaligen Abbildung (Taf. II, Fig. 1) und der nachfolgenden Beschreibung erreicht werden wird.

Die Kalksteinplatte enthält einen 17 Centimeter langen cylindrischen, aber dünn zusammengedrückten, dicht beblätterten Körper ganz von dem Aussehen eines *Lepidostrobus* oder auch, wie die aufgeklebte Etiquette besagt, von *Volkmannia major* Germ. An seinem unteren Ende kommt unter einem stumpfen Winkel gegen den beblätterten Körper umgebogen als unmittelbare Fortsetzung seiner Axe ein entblättertes Zweigstück von $3^1/_2$ Centimeter Länge zum Vorschein, das aber auf dem Gestein nur als

Abdruck enthalten ist, auf dem hier und da noch etwas kohlige Rinde haftet.

Hiervon stellten wir uns einen Wachsabguss her, um die Ansicht der wirklichen Oberfläche des entblätterten Zweiges nebst dem am Ende befindlichen ährenartigen Körper zu erhalten, letzteren natürlich nun im Abdruck der Oberfläche. Nach diesem Abguss wurde sodann die Figur angefertigt, welche also das umgekehrte Bild der Göppert'schen Figur und zugleich bemerkenswerthe Unterschiede im Vergleich mit letzterer ergiebt. Einige Theile sind besser auf dem Abguss, andere besser auf dem Originale zu erkennen, unsere Figur, namentlich die Vergrösserung 1 A, wurde deshalb unter Benutzung beider angefertigt.

Der Eindruck, dass man ein Zweigstück mit endständiger, langer, beblätterter Aehre oder Zapfen vor sich habe, ist allerdings der vorherrschende und wird nebenbei auch durch die seitliche Biegung des Zweiges am Grunde des ährenartigen Theiles begünstigt; indessen gelangt man nicht zu voller Sicherheit hierüber, oder ob man es nur mit einem dicht beblätterten, unfruchtbaren Zweige zu thun habe, weil die Blätter Alles bedecken und Nichts von Sporangien oder Samen, oder auch nur von dem unteren Theile der Blätter, welche die Reproductionsorgane getragen haben müssten, zu bemerken ist. Auch über die Blätter selbst und deren Form ist nichts Vollständiges festzusetzen. Sie decken sich, sind aufrecht angedrückt und zum grossen Theile in eine scheinbar homogene Fläche zusammengeflossen, auf welcher namentlich nur eingedrückte Längslinien, welche durch die ganze Länge des Cylinders verlaufen, auffallen (am Abguss kantig vortretend), sowie am unteren Theile bogige schwache Quereindrücke, welche den Anschein einer Quergliederung erzeugen, jedoch als einer sehr engen Spirale angehörig aufzufassen sind. Am Rande kommen Blattspitzen und Blattflächen zum Vorschein, die wohl lanzettlich waren und im unteren Theile kann man noch bei guter Beleuchtung schmale, sehr spitze Blattspitzen auf der Fläche sich abheben sehen, welche in schiefen Zeilen stehen.

Der blattlose Zweigtheil trägt eine Anzahl Blattnarben, in schiefe Zeilen gestellt, welche eine angenähert querrhombische,

bis fast halbkreisförmige Gestalt besitzen, so jedoch, dass sie nur 2 scharfe Seitenecken haben und von einem flacheren, manchmal gestreckten Oberrande und einem stärker gewölbten Unterrande bogig begrenzt werden. Die Narbenfläche weist 3 Närbchen auf, welche am Original als Erhöhungen auftreten und leichter wahrnehmbar, am Wachsabguss dagegen leicht eingedrückt und weniger deutlich sind. Das mittlere Närbchen ist rundlich bis dreieckig, die seitlichen leicht gebogen, lineal: dies ist ganz das Verhalten wie bei *Sigillaria*. Eindrücke, die man sonst etwa noch bemerkt, sind durchaus unregelmässig, nicht constant und Zufälligkeiten. Die Narbenfläche steht etwas schief, der Oberrand liegt tiefer eingedrückt, der Unterrand tritt erhaben hervor. Unter jeder Narbe findet sich ein gewölbtes glattes Polster, von zwei fast geraden senkrechten vertieften Seitenlinien eingefasst, welche ungefähr auf der Mitte der schief darunter befindlichen Blattnarben enden (Fig. 1 A in 4facher Vergrösserung).

Diese Ansicht der Polster und Narben erhält man erst, wenn man sich einen Abdruck oder Abguss verschafft, während an dem Originale selbst das umgekehrte Bild erscheint, welches nicht unähnlich einem verkehrten *Lepidodendron*-Polster ist, da namentlich die die Polster trennende Furche an dem Originale (Abdruck der Oberfläche) als kielartig vortretende Längslinie, auf die Mitte der Blattnarbe aufgesetzt, erscheint, der Medianlinie im unteren Theile eines *Lepidodendron*-Polsters entsprechend, freilich aber hier über der Blattnarbe statt unter derselben. Es ist nicht zu verwundern, dass diese Auffassung sich in Göppert's Figuren ausspricht.

Die Form des Polsters, wie unsere Figur 1 A sie wiedergiebt, ist breit lineal, die Blattnarbe darauf endständig. Breite des Polsters 3,2 Millimeter; Breite der Blattnarbe 3 Millimeter, Höhe derselben 1,5 Millimeter. Senkrecht unter einander stehende Narben und Polster sind nicht nachweisbar.

Gestalt und Stellung der Polster entspricht recht gut Beispielen von manchen lebenden Coniferen, z. B. *Pinus palustris* etc. Unter den Steinkohlenresten, welche abgebildet wurden, ist besonders ein solcher bei Grand'Eury (Flore carbonifère du département

de la Loire pl. XIV, fig. 3) als *Sigillariocladus* bezeichneter hervorzuheben, im Wesentlichen ganz mit unserer Zeichnung übereinstimmend. Daneben zeigt Fig. 10 (*Dicranophyllum gallicum* Gr. Eur.) ebenfalls Aehnliches und mehrere Cordaitenstämmchen in demselben Werke haben auch ähnliche, doch unvollständig abgegrenzte und zerstreute Polster. Bei Zeiller (Bassin houiller de Valenciennes pl. 71, fig. 1) erinnert *Lepidodendron Wortheni* an manchen Stellen wohl an die Polster unseres Restes, doch verfliesst dort das Polster nach oben und unten mit den übrigen und die Blattnarbe ist unbestimmter.

Wenn man nur die Blattnarben (unsere Fig. 1A) betrachtet, so würde man dieselben recht wohl auf *Sigillaria* beziehen können, allenfalls, doch viel weniger gut auf *Lepidodendron*, wegen der 3 für *Sigillaria* so charakteristisch geformten Närbchen, deren seitliche bei *Lepidodendron* diese Gestalt nicht anzunehmen pflegen. Gleichwohl spricht gegen die Zurechnung zu beiden Gattungen die Beschaffenheit des Blattpolsters, welches bei keiner der vielgestaltigen Arten von *Sigillaria* oder *Lepidodendron* in gleicher oder ähnlicher Weise auftritt. Denn dass das oben citirte Stück von Grand'Eury ein Sigillarienzweig sei, ist durchaus zu bezweifeln. Auch der beblätterte Endtheil gestattet, wie bemerkt, nicht die Zurechnung zu *Sigillaria* oder *Lepidodendron*.

Bei den Coniferen finden wir aber ebenfalls Schwierigkeiten. Die obige Aehnlichkeit erstreckt sich nur auf die Polster, nicht auf die Blattnarben, deren 3 Närbchen bis jetzt bei lebenden Coniferen nicht bekannt sind.

Will man fossile Coniferen zum Vergleich heranziehen, so ist mit Rücksicht auf das Vorkommen das Nächstliegende die Gattung *Walchia*, welche im Rothliegenden dominirt.

Einige Figuren (Taf. II, Fig. 3—7) zeigen, wie es sich verhält, wenn bei *Walchia* die Blätter abfallen oder rudimentär werden. Fig. 6 hat noch zum Theil ansitzende Blätter, welche den kleinen Zweig als *W. filiciformis* erkennen lassen, in Fig. 7 sind die Spitzen der Blätter zerstört, in Fig. 4 Alles bis auf kleine Reste der Basen, Fig. 3 und 5 sind ganz entblättert. Die Stengel sind fast glatt oder mehr oder weniger stark längsgestreift, auch mit Quer-

eindrücken versehen (Fig. 4, 6, 7). Blattnarben werden oft gar nicht hinterlassen, in Fig. 3 und 5 sind aber deren vorhanden. Diese sind rundlich, punktförmig, klein und ziemlich unbestimmt abgegrenzt; sie stehen in Spiralen.

Hierauf lässt sich also kein Vergleich mit dem Reste Fig. 1 gründen. Auch ein anderer Fall ergiebt kein genügendes Resultat, es ist das in Fig. 2 abgebildete Stück, das sich als

Walchia longifolia Göpp.

bestimmt und dessen Beschreibung ich hier einfüge. Es stammt von Berschweiler unweit Kirn an der Nahe und befindet sich in rothem Thoneisenstein der *Acanthodes*-Lager der Lebacher Stufe. Es wurde bereits in Weiss, Foss. Flora d. jüng. Steink. u. d. Rothliegenden im Saar-Rheingebiete, S. 216, citirt.

Ein 12 Centimeter langer Zweigabdruck, nach oben beblättert, unten auf etwa $3^1/_2$ Centimeter von Blättern entblösst, zeigt am unteren Ende den Abdruck einer glatten Zweigoberfläche von 7 Millimeter Breite, in welchem der Länge nach central ein fein längsgestreifter Strang von 0,8 Millimeter Breite verläuft. Dieser entblätterte Theil ist mit Blattnarben von querrhombischer, oben und unten abgerundeter Gestalt besetzt, wie die Vergrösserungen a und b angeben. Ihre Seitenecken sind scharf und treten oft stark vor, der Oberrand ist stärker gewölbt, an den Seiten geschweift, der Unterrand meist flacher (b), seltener stark gewölbt (a). Die Narben sind klein, 2 Millimeter breit, ähneln zwar manchen Sigillariennarben, indessen ist von den 3 Närbchen darin (Gefäss- und andere Närbchen) nichts zu bemerken. Ihre Stellung am Zweig erscheint unregelmässig, wohl deshalb, weil die Abdrücke beider Seiten des comprimirten Zweiges sich vereinigt finden und so auch die Narben beider Seiten zum Theil durcheinander liegen. Blätter lineal, bis 0,8 Millimeter breit, 25 Millimeter und mehr lang. Einige zeigen deutlich einen feinen Mittelnerv, sonst sind sie glatt.

Die Zurechnung des Restes zu *Walchia* ist nicht unanfechtbar, doch wahrscheinlich. Obgleich das Göppert'sche Stück (Permische Flora, Palaeontogr. XII, S. 242, Taf. LIII, Fig. 1) grösser und

stärker ist, dürfte die Art doch identisch sein. Auch Göppert giebt Blattnarben von der Form unserer Figur an, bildet sie aber nicht ab [1]).

Es könnte einige Aehnlichkeit der Blattnarben dieser *Walchia longifolia* mit jenen bei *Lepidodendron* (?) *frondosum* geltend gemacht werden; aber Polster fehlen, wie wir sehen, bei *Walchia* durchaus, so dass der Rest, Fig. 1, mit dieser Gattung nicht zusammengestellt werden kann.

Vielleicht könnte man die Gattung *Araucarites* benutzen, um den betreffenden Rest unterzubringen, und letzteren als *Araucarites* (?) *frondosa* bezeichnen, wenn man nicht vorziehen sollte, ihn unabhängig von anderen im Rothliegenden bekannten Gattungen mit einem neuen Namen zu belegen, zu welchem Zwecke ich vorschlagen würde, ***Sigillodendron frondosum*** Göpp. sp. anzuwenden.

Dass *Lepidodendron* auch im Rothliegenden noch vorkommt, beweist der Fund eines *Lep. posthumum* genannten Stückes von Schwarzenbach bei Birkenfeld, s. Weiss, Foss. Flora etc., S. 149, Taf. XVIII, Fig. 3.

Allgemein hat man angenommen, dass diese Gattung über die palaeozoischen Schichten nicht hinausgehe. Deshalb erschien jenes Stück sehr merkwürdig, welches F. Roemer in seiner Geologie von Oberschlesien S. 290 und Taf. XXVII, Fig. 7 unter dem Namen *Pinites lepidodendroides* Roem. publicirte und welches von Herrn Halfar in losen Sandsteinstücken in einem Lager von weissem Quarzsand mit grünen Glaukonitkörnern zwischen Groschowitz und Gräfenort in Oberschlesien gesammelt wurde. Der Sand mit den Versteinerungen darin gehört nach Roemer »wahrscheinlich schon selbst der cenomanen Schichtenfolge« an, die Versteine-

[1]) In Eb. Emmons' American Geology, Albany 1857, Part VI, findet sich (S. 105, Fig. 72 Holzschnitt und Taf. 4a) eine »*Walchia longifolius* Emm.« beschrieben und abgebildet und zwar aus der Trias von Lockville. Es handelt sich hierbei um eine von Emmons zu den Lycopodiaceen gestellte Pflanze, die keinenfalls zu *Walchia*, eher zu *Voltzia* gerechnet werden kann. Man braucht daher den Göppert'schen Namen *Walchia longifolia* nicht aus Prioritätsrücksichten zu verändern, obschon derselbe erst 1864—65 publicirt wurde, weil der permische Rest einer anderen Gattung angehört als der triadische.

rungen, in Sandstein enthalten, sind z. Th. bekannte cenomane Arten, z. Th. werden sie als cenoman angenommen, wie obiger *Pinites lepidodendroides.* Eben dieses geologischen Alters wegen wurde denn auch das Petrefact trotz grösster Aehnlichkeit nicht als *Lepidodendron* bestimmt. Es kann aber keinem Zweifel unterliegen, dass das Stück die Aspidiarienform eines *Lepidodendron* darstellt, etwa wie *Lep. confluens* GÖPP. und zwar eines älteren Stammes. Ein Abdruck in Guttapercha, welchen Herr F. ROEMER mir sandte, beweist die volle Uebereinstimmung mit einer neuerlich publicirten Abbildung ZEILLER's, Bassin houiller de Valenciennes Taf. LXV, Fig. 4, welche dieser Autor unter *Lepidodendron aculeatum* STERNB. einreiht. Die Aehnlichkeit ist so gross, dass das oberschlesische Stück fast als Original zu der ZEILLER'schen Figur gelten könnte. In der That ist die ganze Oberflächenbeschaffenheit des Stückes vollständig mit der ZEILLER'schen, viel weniger mit der ROEMER'schen Figur übereinstimmend.

Danach kann hier nur dieselbe Art vorliegen wie von Valenciennes. Ob man gut thut, sie mit *L. aculeatum* zu vereinigen, wie ZEILLER, mag dahingestellt bleiben. Es folgt aber hieraus, dass dieses Vorkommen, in einem losen Sandsteinstück gefunden, nur als Geröll aus der Steinkohlenformation erklärt werden kann, obschon die Entfernung von den nächsten anstehenden Steinkohlensandsteinen eine nicht unbedeutende ist, mit welcher Ansicht sich übrigens ROEMER vollständig einverstanden erklärt hat.

Auch dieser Fund bestätigt also, dass in so jungen Schichten kein *Lepidodendron* als ihnen angehöriger organischer Rest angenommen werden kann.

Ueber Durchragungs-Züge und -Zonen in der Uckermark und in Ostpreussen.

Von Herrn **Henry Schröder** in Berlin.

(Hierzu Tafel III.)

Klöden sagt in seinen »Beiträgen zur mineralogischen und geognostischen Kenntniss der Mark Brandenburg« [1]):

»Ein . . . bedeutendes Geschiebelager findet sich in der Uckermark zwischen Prenzlau, Pasewalk und Brüssow. Der ganze Strich zwischen den Dörfern Baumgarten, Kleptow, Klockow, Schönfeld, Malchow, Damerow, Rollwitz, Bröllin, Rossow, Berkholz, Menkin, Retzin, Wolschow, und um Brüssow herum nach Carmtzow enthält eine ansehnliche und reiche Niederlage bedeutender Geschiebe . . .«

An derselben Stelle spricht er von anderen, ähnlichen Erscheinungen und unterscheidet zwischen »isolirten Lagern« und »zusammenhängenden Strichen«, in denen die Geschiebeanhäufungen auftreten. Von letzteren nennt er die Gegend S. und O. Thomsdorf, einen Strich N. Gerswalde — Fredenwalde — Alt-Temmen — Ringenwalde etc. und einen »flachen Rücken« W. Joachimsthal, den er mit den Schwedischen Asar in Parallele stellt.

Schärfer als Klöden hat Boll [2]) das strichartige Auftreten der Gerölle und Geschiebe hervorgehoben, ja kartographisch für ein beschränktes Gebiet darzustellen versucht [3]). Die hier in Betracht kommende Gegend von Prenzlau, Pasewalk und Brüssow

---

[1]) Heft V, S. 48 u. ff.

[2]) Geognosie der deutschen Ostseeländer S. 106 ff.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. III, 1851, Taf. XIX.

fällt in seinen Geschiebestreif III, der sich an der südlichen Grenze von Neu-Vorpommern entlang zieht, zwischen Demmin und Loitz von der Peene durchschnitten wird, nach Alt-Vorpommern hineingeht, mit seinem Südrande die Stadt Friedland streift und »endlich das ganze Dreieck zwischen Prenzlau, Pasewalk und Brüssow, indem er bei der erstgenannten Stadt mit dem zweiten Streifen zusammenstösst«, erfüllt.

E. Geinitz[1]) hat diesen Geschiebestreifen nach Nordwesten von Sülz bis zur Stadt Ribnitz verfolgt, während er sich im Uebrigen Boll anschliesst. Er bezeichnet ihn als Geschiebestreifen I. Die von Boll angeführten Kreidepunkte Peselin und Clempenow, Golchen, N. Treptow bilden vielleicht nach Geinitz einen divergirenden Seitenzweig des Geschiebestreifens I. Die Bergkaveln zwischen Friedland und Strasburg gehören seinem Geschiebestreifen II an. Ich bemerke im Voraus, dass ich dieselben als die Fortsetzung der Pasewalk-Brüssower Durchragungszone betrachten möchte. Die Gründe hierfür werden aus dem Folgenden ersichtlich sein.

Die geologische Kartirung der Messtischblätter Brüssow und Wallmow hat mich im Sommer 1888 in die Verlängerung des Geschiebestreifens III (Boll) und I und II (Geinitz) geführt. Die sämmtlichen von Klöden namhaft gemachten und oben citirten Ortschaften liegen auf dem von mir untersuchten Gebiet oder wenigstens in der unmittelbaren Nähe desselben. Auf mehrfachen Excursionen durchkreuzte ich die Gegend zwischen Prenzlau und Pasewalk und die nicht unter meiner speciellen Kartirung stehende nähere Umgebung von Prenzlau. Die im Folgenden niedergelegten Beobachtungen modificiren wesentlich die Klöden'schen und Boll'schen Angaben über das fragliche Gebiet und werden, hoffe ich, bewirken, dass diese Angaben fernerhin nur mit dieser Modification in der Litteratur geführt werden. Zur Orientirung für die folgende Specialbeschreibung genügt die Generalstabskarte 1 : 100000, Section Prenzlau-Brüssow.

---

[1]) Die mecklenburgischen Höhenrücken etc. Forschungen zur Deutschen Landeskunde etc. I, S. 271.

Das Gebiet östlich und westlich des Uckerthales zeigt hier die für den Mecklenburg-Uckermärkischen wie für den ganzen Norddeutschen Höhenzug charakteristische Terraingestaltung. Es ist ein Wirrsal runder, elliptischer, langgezogener oder vielfach verzweigter Hügel, in deren Gruppirung eine einheitliche Richtung kaum und auch dann nur auf eine kurze Strecke zu erkennen ist. O. Prenzlau gliedert sich die Hochfläche jedoch insofern, als sie, obwohl im Speciellen die grösste Unregelmässigkeit in der Anordnung von Hügel und Thal aufweisend, von rinnenartigen Thälern durchzogen wird, die eine bestimmte Richtung (vorwiegend NO.—SW., doch auch senkrecht dazu) einhalten. Diese Rinnen, durch Wasser oder alluviale Bildungen ausgefüllt, sind mehrfach durch diluviale Querriegel abgeschnitten, setzen daher plötzlich ab, um nach kurzer Unterbrechung in der gleichen Richtung fortzustreichen. Sie erscheinen als ehemalige nordöstliche Nebenflüsse des Uckerthales und sind es in der That zum Theil auch noch jetzt. NO. einer Linie Schmölln, Grenz, Kleptow, Tornow, die durch einen NW.—SO. laufenden Rinnenzug markirt wird, ist die Rinnenbildung sehr viel undeutlicher und nur schwierig in einzelnen Alluvionen und Seen S. Schwaneberg, O. Cremzow, S. Brüssow zu erkennen. Dagegen haben wir hier zwei Gebiete der ausgeprägtetsten Grundmoränen-Landschaft [1]), wie sie mir ausgezeichneter nicht aus der Uckermark und aus Ostpreussen bekannt ist. Um das Dorf Wallmow herrscht ein wirres Nebeneinander von zahllosen, kleinen, sanft geböschten Kuppen und zahllosen Torftümpeln; W. Heinrichshof geht die Oberfläche in schrofferen Formen und massigeren Kuppen auf und nieder in einer das Auge geradezu beunruhigenden Regellosigkeit, so dass es die äusserste Aufmerksamkeit und ein beständiges Einsehen der Karte erfordert, um hier nicht die genaue Orientirung zu verlieren.

Der soeben in seiner allgemeinen topographischen Gestaltung geschilderte Landstrich charakterisirt sich geologisch sehr einfach als ein Gebiet grösster Oberflächenausdehnung des oberdiluvialen Geschiebemergels. Hügel und Senken, die bis 100 Meter erreichende

---

[1]) Wahnschaffe, Dieses Jahrb. 1887, S. 163.

Grundmoränen-Landschaft, ebenso wie die Hänge des ca. 20 Meter hohen Uckerthales überzieht er, wie mit einem verhüllenden Schleier alle tieferen Schichten verdeckend und nur an relativ hoch gelegenen Punkten von Unteren Diluvium durchragt. Für den Geologen, der an die ausgesprochen horizontalen Lagerungsverhältnisse der Diluvialgebilde der Mittelmark [1]) gewöhnt ist, hat es geradezu etwas Verblüffendes, wenn er, in dem Höhenrücken angelangt, den Oberen Geschiebemergel Hügel von beträchtlicher Höhe und Böschung hinaufklettern und mit Regelmässigkeit gerade auf der Spitze der Kuppen die Unteren Sande auftreten sieht. Der Vorstellung, das Diluvium sei horizontal gelagert, muss sich derjenige, der die geologischen Verhältnisse im norddeutschen Höhenzug verstehen will, vollständig entschlagen. Nur dann ist die geologische Kartirung in solchen Gebieten überhaupt möglich.

Diese für die Lagerungsform des Diluviums innerhalb des Höhenrückens so charakteristische Eigenthümlichkeit ist zuerst in Ost- und Westpreussen von Jentzsch, Klebs, Ebert und mir erkannt und von Jentzsch und mir mehrfach in diesem Jahrbuch beschrieben worden [2]). Dieselbe Erscheinung ist alsdann von Wahnschaffe [3]) auch für die Uckermark nachgewiesen. Meine eigenen Erfahrungen während des Sommers 1888 haben mich von der vollständigen Uebereinstimmung der Verhältnisse in beiden Gebieten überzeugt.

Eine gleiche Uebereinstimmung zwischen Ostpreussen und der Uckermark herrscht auch betreffs der petrographischen Beschaffenheit des Geschiebemergels; hier wie dort überwiegt der Thongehalt die sandigen und grandigen Bestandtheile um ein Bedeutendes, die Farbe erscheint mehr braun mit einem Stich in's Röthliche, und der Kalkgehalt ist durchschnittlich bedeutender wie in der Mittelmark. Der schärfste Gegensatz gegen die Umgegend von Berlin stellt sich heraus bei einer Betrachtung der Geschiebeführung, jedoch ist es weniger ein Gegensatz in der Zahl als in

[1]) Andeutungen der hier besprochenen Erscheinungen kommen auch bei plötzlich auftretenden Durchragungen in der Mittelmark vor.

[2]) 1884, S. CIX; 1885, S. XCIII u. S. 227; 1886, S. LXXXIX.

[3]) Dieses Jahrb. 1887, S. 150 u. ff.

der Grösse der Geschiebe. Bei Berlin durchspicken zahlreiche kleine Gerölle sporadisch die Grundmasse des Geschiebemergels, und nur vereinzelt treten darin grössere Blöcke auf; in dem Gebiet O. Prenzlau sind letztere zahlreich. Dasselbe zeigt sich W., N. und S. Prenzlau. Für den ost- und westpreussischen Höhenrücken ist das Auftreten grösserer Blöcke ebenfalls charakteristisch. Die hervorragende Geschiebeführung des Diluvialmergels ist also mehr als eine gemeinsame Eigenthümlichkeit der norddeutschen Höhenrücken im Gegensatz zu den nördlich und südlich angrenzenden flachen Gebieten zu betrachten. Jedenfalls dürfte es unstatthaft sein, von einem »Geschiebestreifen« in der näheren Umgegend von Prenzlau zu sprechen, wo die Geschiebe gleichmässig [1]) ohne nennenswerthe Dichtigkeitsunterschiede über viele Quadratmeilen bis Boitzenburg, Angermünde, Brüssow und über Woldegk bis Strasburg vertheilt sind.

Das Liegende des Geschiebemergels bilden in dem ganzen Gebiet geschichtete Grande und Sande. Geröllagen und -Bänke sind häufig in dieselben eingeschaltet und treten mehrfach gerade auf der Grenze von Ober- und Unter-Diluvium auf. Im Gegensatz hierzu beobachtet man in anderen Gruben des Geschiebemergels sehr feine Mergelsande im Liegenden, die sogar reine Thonmergel werden können. Auch in Bezug auf die geschichteten Diluvialbildungen ist ein Gegensatz zwischen Höhenrücken und der südlich vorgelagerten Ebene — so im mittleren wie im östlichen Deutschland — vorhanden. Grosse Unterschiede in der Korngrösse des Materials und eine mannigfaltige Wechsellagerung desselben sind für den Höhenzug, eine grosse Gleichmässigkeit des Kornes dagegen für die Ebene charakteristisch.

Schichtenstörungen im Liegenden des Geschiebemergels sind im Uckermärkischen wie im Ostpreussischen Höhenzuge die Regel.

1. Pasewalk-Brüssower Durchragungszone.

An das vorher beschriebene Gebiet grösster Oberflächenausdehnung des oberdiluvialen Geschiebemergels stösst nach NO. eine

---

[1]) Abgesehen von den schmalen Durchragungszügen auf Section Nechlin und Wallmow.

NNW. — SSO. streichende Zone grösster Oberflächenverbreitung von Sand-, Grand- und Geröllmassen. Dieselbe beginnt SO. Pasewalk und dehnt sich in der angegebenen Richtung über Roggow, Zerrenthin, Wetzenow, zwischen Bröllin und Friedrichshof einerseits, Rossow andererseits, über Caselow, O. Fahrenwalde, das Gebiet zwischen Brüssow und Grimme bis in die Gegend von Wolschow aus. Die Breite dieser Zone schwankt zwischen 2,5 und 5 Kilometern; S. Pasewalk am breitesten und durch ihre nach SW. gerichtete Verbreiterung dem Ganzen mehr eine NW.—SO.-Richtung gebend, spitzt sie sich in dem Dreieck zwischen Brüssow, Wolschow und Woddow aus. Die beste Totalansicht der Pasewalk-Brüssower Sand- und Geröllzone erhält man von einer nur schwach aus dem Terrain hervortretenden Sandkuppe SW. des Dorfes Berkholz. Von dieser Stelle aus sieht man die Zone in ihrer ganzen Erstreckung vor sich, als ein deutlicher, im Einzelnen allerdings vielgestaltiger Hügelzug gegen das NO. vorliegende Terrain abgesetzt. Nur nach SSO. südlich des Dorfes Grimme verfliessen die letzten Kuppen allmählich in die schwachwellige Oberfläche. Hinter dem Dorfe selbst und W. desselben treten sie dagegen in ausgeprägter Weise als Terrainabsatz hervor. Die Mitte des Zuges wird von den Buchen- und Kiefernwäldern der Caselower Forst eingenommen und erscheint dadurch um so schärfer in der sonst baumarmen Gegend markirt. Die nordwestlichen Ausläufer der Zone, soweit sie von dem gewählten Standpunkt sichtbar sind, endigen in einer deutlich hervortretenden Hügelmasse S. Zerrenthin. Von derselben durch eine flache Senke nach SW. getrennt, erscheint die bewaldete Hügelreihe der Wetzenower Forst. Die Zerrenthiner Hügelgruppe hebt sich urplötzlich von der ca. 15 Meter hohen altalluvialen Terrasse des Randow-Thales auf eine kurze Entfernung bis zu 63,2 Meter heraus, und weiter westlich liegen die Wetzenower Sandrücken sogar 80 Meter über dem Meeresspiegel. In seiner südöstlichen Verlängerung bleibt die Höhe des Zuges 50 bis 65 Meter; sein Abfall nach NO. ist hier sanft geneigt und nicht so schroff wie im Nordwesten. Nach der SW. vorliegenden Grundmoränen-Landschaft zu ist die Zone ausser im nordwestlichen Theil als solche im Terrain wenig markirt, da die hier befindlichen Höhen um 60 Meter schwanken und sich in ganz allmählichem Anstieg

zwischen Fahrenwalde und Züsedom bis 90,7 Meter erheben. Topographisch erscheint der Brüssower Hügelzug im Allgemeinen also nur als ein Terrainabsatz, der den Uebergang von der einförmig gestalteten Diluvialfläche von Rossow und Berkholz zu der vielgestaltigen diluvialen Hochfläche des eigentlichen Höhenzuges übernimmt. Auch in der speciellen topographischen Gliederung vollzieht sich dieser Uebergang dadurch, dass sich zuerst langgezogene NW.—SO. streichende Terrainwellen einstellen, die allmählich schroffere Formen annehmen, dass anders streichende Wellen die ersteren durchschneiden und aus ihrer Richtung ablenken, um als Endproduct ein wahres Labyrinth von Hügel und Senke zu schaffen. Bemerkenswerth wegen ihrer grossen Zerrissenheit sind die Gebiete S. Roggow, S. Zerrenthin, S. Grimme und namentlich NO. Fahrenwalde. Trotzdem leuchtet die NW.—SO.- resp. NNW.—SSO.-Richtung — dieselbe, in welcher der ganze Zug streicht — mit geringen nebensächlichen Schwankungen aus der Anordnung der Kuppen vielfach hervor, ja sie ist oft sehr scharf ausgeprägt W. Grimme und in der Gegend von Roggow und Wetzenow, wo zahlreiche die gleiche Richtung einhaltende, elliptische oder langgestreckte Rücken auftreten. Untergeordnet ist auch die reine N.—S.-Richtung vorhanden.

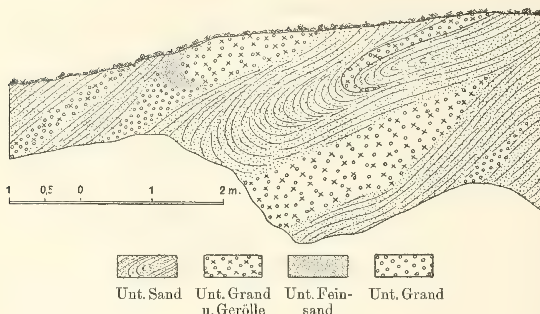
Die Abhängigkeit der topographischen Gestaltung dieses Zuges von der geognostischen Zusammensetzung hat sich durch die Kartirung 1 : 25000 ergeben. Man kann für das fragliche Gebiet den allgemeinen Grundsatz aufstellen, dass die einzelnen Hügelkuppen und Rücken, sowie die durch ihre Höhe besonders hervorragenden Hügelgruppen aus Sand, Grand und Geröllen bestehen, und dass die Senken zwischen ihnen durch Geschiebemergel erfüllt sind. Im Einzelnen kommen natürlich mancherlei Abweichungen von dieser allgemeinen Regel vor, indem der Geschiebemergel sich lappenartig auf die Höhen hinaufzieht und andererseits die geschichteten Gebilde auch in den Senken vertreten sind; und doch ist auch in diesem Falle, der mehrfach mit dem Fehlen der Rückenbildung zusammenfällt, häufig eine auffallend geradlinige NW.—SO. bis N.—S. streichende Begrenzung beider Diluvialgebilde zu erkennen. Bemerkenswerth sind W. Grimme noch zwei in ein-

ander steckende (≚) V-förmig gegabelte Sandzüge, deren Achsen WNW.—OSO. und N.—S. streichen.

Der Geschiebemergel der Zone hängt direct mit dem oben beschriebenen der Gegend von Prenzlau, Wallmow u. s. w. zusammen und ist in Folge dessen als oberdiluvial aufzufassen. Zahlreiche Aufschlüsse in seinem Ausgehenden beweisen seine Auflagerung auf den die Höhen bildenden Sand- und Geröllmassen; dieselben sind daher nicht auf den Geschiebemergel aufgesetzt, sondern erscheinen als deutliche *Durchragungen Unteren Diluviums durch das Obere*. Aus diesem Grunde bezeichne ich diese Zone grösster Oberflächenausdehnung von Sand- und Geröllmassen kurz als Pasewalk-Brüssower Durchragungszone. Der Kern der Durchragungen besteht S. Zerrenthin und S. und SW. Grimme aus überwiegend grandigem Material mit untergeordneten Sand- und Geröllagen. Letztere überwiegen in einem Aufschluss S. Grimme an dem Wege, der von Brüssow nach dem südlichen Grimmer Kreidebruch führt. Eine Ansicht eines Theiles desselben ist auf Taf. III, Fig. 1 [1]) gegeben. Die bis 2 Decimeter dicken Lagen bestehen aus Geröllen von Wallnuss- bis Kopfgrösse, die durchschnittlich deutlich abgerollt und nicht nur kantengerundet sind. Die mittelgrossen Gerölle zeigen sehr häufig eine runde oder elliptische, abgeplattete Form, wie man sie kaum schöner in den Geröllen stark fliessender Gewässer oder in der Schälung des Meeres finden kann. Das hangende, eine Art Mulde ausfüllende Lager greift discordant über die nahezu horizontalgeschichteten südlichen Partieen und über die am nördlichen Ende mit ca. 30° ungefähr NO. einfallenden Geröllagen. Dass diese Erscheinung nicht als discordante Parallelstructur im Grossen zu erklären ist, beweist die nördliche Verlängerung des Aufschlusses, wo eine deutliche *Ueberschiebung* innerhalb des Schichtencomplexes beobachtet wurde. Dieselbe ist in der umstehenden Profilzeichnung (Fig. 1) wiedergegeben. Eine Grube in der Hügelgruppe S. Zerrenthin hat die Grand-

[1]) Die Zeichnungen auf dieser Tafel sind nach Photographieen, die Herr Dr. Lattermann freundlichst an Ort und Stelle aufnahm, von Herrn Pütz ausgeführt.

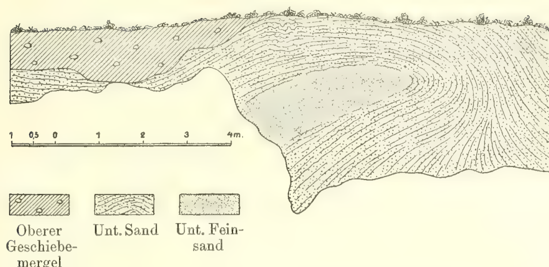
Fig. 1.



und Gerölleschichten leider nur im Streichen angeschnitten, so dass nur durch combinirte Beobachtung der nordöstlichen und südwestlichen Wand ein Einfallen nach NO. festgestellt werden konnte. In einigen kleineren Gruben wurde auch ein SW.-Einfallen beobachtet. In beiden Fällen ist das Einfallen gleichsinnig mit den Böschungen der Kämme je nach der Lage der Grube.

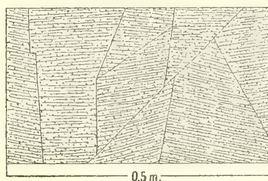
Das Centrum und die nordwestliche Endigung der Zone zeigt vorwiegend mittel- bis feinkörnige Sande; die Hügelketten bei Roggow, Wetzenow, Friedrichshof und Fahrenwalde bestehen fast ausschliesslich aus derartigem Material. Grandige Lagen gewinnen erst wieder Bedeutung in der ausgedehnten Sandfläche der Pasewalker Kirchenforst. Leider sind die Aufschlüsse in der ganzen Durchragungszone wenig zahlreich und, falls vorhanden, wenig tief, so dass man nur geringen Anhalt für die Kenntniss des inneren Aufbaues der Durchragungen hat. Doch finden sich häufig die Spuren von Schichtenaufrichtung und -Störung, von Verwerfung, Ueberschiebung in den kleinsten Sandgruben. Eines der wenigen deutlichen Profile ausser dem oben mitgetheilten gebe ich in der nachfolgenden Figur 2. Dasselbe stammt aus einem südlichen Ausläufer der grossen Pasewalker Durchragung N. Züsedom und stellt eine überkippte Falte in den Sanden, welche den Oberen Geschiebemergel unterteufen, dar. Die Schich-

Fig. 2.



tungsflächen erscheinen hier leicht gewellt und stark gekräuselt oder glatt; in letzterem Falle setzen zahllose Verwerfungslinien in verschiedener Richtung durch und zerlegen das Ganze in ein Nebeneinander von geradlinig begrenzten, eckigen Stücken. Dieses Verhalten erläutert die beistehende Figur 3.

Fig. 3.



Als Liegendes der Sande wurde NO. Roggow grauer, unterdiluvialer Geschiebemergel beobachtet.

Gemäss der wechselnden Zusammensetzung des unterdiluvialen inneren Kernes der Durchragungen erscheint ihre Oberfläche bald rein sandig, bald grandig, bald Gerölle führend. Aus dem Inneren stammen dagegen nicht die grossen Blöcke, die S. und W. Grimme und W. Fahrenwalde aus dem Boden vereinzelt herausragen und W. Roggow als vollständige Blockanhäufung die Oberfläche bedecken. Namentlich an letzterer Stelle erscheint der Gegensatz

zwischen den feinen Sanden des Untergrundes und den häufig Kubikmeter umfassenden Blöcken sehr scharf. Dicht beim Dorfe Roggow, O. des Papenbaches sind sie dicht gesäet, W. desselben erscheinen sie weniger zahlreich (nur die vollständig aus Stein aufgeführten Arbeiterwohnhäuser sprechen für eine früher grössere Dichtigkeit), und in der Pasewalker Forst jenseits der von Bröllin nach Pasewalk führenden Landstrasse sind sie nur noch vereinzelt vorhanden. Der schroffe Gegensatz zwischen dem Kern und der Oberfläche der Durchragungen berechtigt zu der Annahme, dass, da der Kern als unterdiluvial erkannt, die oberflächlich zerstreuten Blöcke oberdiluviales Alter besitzen. Dieselben wären alsdann entweder als das Residuum eines Geschiebemergels zu betrachten, der ehemals die Durchragungsrücken bedeckt hat, oder — und für viele Fälle, wo die Blöcke in dem reinen Sande stecken, sehr wahrscheinlich — die Grundmoräne der zweiten Vergletscherung überzog die Sandrücken nie, und die Blöcke stammen aus dem Innern oder von der Oberfläche des Eises.

An die Pasewalk-Brüssower Durchragungszone, derselben NO. vorgelagert, schliesst sich das neuentdeckte

Kreidevorkommen von Grimme

eng an. Das Alter der Kreide bestimmt sich durch die Versteinerungen: *Belemnitella mucronata* Schloth., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Ananchytes ovatus* Lam., *Terebratula carnea* Sow., *Terebratula obesa* Sow. u. s. w. als Ober-Senon. Die Kreide tritt zu Tage an zwei Punkten S. und N. Grimme, deren Verbindungslinie NNW.—SSO. streicht. Beide Inseln scheinen durch eine tiefe Senke von einander getrennt zu sein, da in den Brunnen des Dorfes Kreide nie angetroffen ist. In beiden ist das Auftauchen der Kreide ein sehr plötzliches, da an einem Punkte N. Grimme die Kreide von der Oberfläche an bei 7 Meter nicht durchsunken wurde, während ca. 100 Schritt westlich davon, obwohl der Punkt etwas tiefer liegt, die Kreide bei ca. 5 Meter nicht getroffen wurde. Die Kreide wird in den Aufschlüssen bedeckt von Geschiebemergel bis 1 Meter Mächtigkeit, von gelbbrauner Farbe, der nur vereinzelt Kreidefetzen, Feuerstein und nordische Gerölle führt und apophysenartig

in das Liegende eingreift. Die Kreide selbst ist ein breccienartiges Haufwerk von kantigen, harten Stücken und weichem, mehr schlammigem Material. Feuersteinknollen sind selten und ohne Regel darin vertheilt und erscheinen häufig wie auch die Belemniten und Brachiopoden in ihrem Lager in einzelne Stücke zerbrochen. Vereinzelt finden sich in den höchsten Lagen der Kreide im Liegenden des Geschiebemergels nordische Gerölle, so dass man diese Partien als Localmoräne auffassen kann. Am Nordende des südlichen Aufschlusses setzt eine mit braunem Material angefüllte Kluft durch, deren Streichen NW.—SO. ist, und welche fast saiger mit geringer Neigung nach NO. fällt. Sie war auf 6 Meter Längserstreckung zu verfolgen; ihr parallel laufen mehrere kleinere Klüfte. Das ganze Aussehen der Kreide, so tief sie aufgeschlossen ist, macht durchaus nicht den Eindruck von in ihrer ursprünglichen Ablagerung erhaltenen Schichten, sondern weist auf eine Zertrümmerung und Zusammenschiebung hin. —

Bedeutende Geschiebelager hat Klöden bei Rossow, Berkholz, Menkin, Retzin und Wolschow angegeben, Orte, die sämmtlich O. und NO. der Brüssower Durchragungszone liegen. Diese Lager sind auch in der That vorhanden, jedoch nicht als zu dieser Zone gehörig zu betrachten. Könnte man in diesem Punkte betreffs einiger Blocklager zwischen Caselow und Rossow, die auf zweifellosen diluvialen Sanden lagern, sich aber doch nicht direct an die Durchragungszone anschliessen, zweifelhaft sein, so muss doch für die Hauptmasse dieser Blöcke eine andere Entstehungsweise angenommen werden [1]).

Die Randow, in deren unmittelbarer Nähe die genannten Ortschaften liegen, ist innerhalb der Sectionen Wallmow, Brüssow, Hohenholz und Löcknitz zum Theil Erosionsthal, was sich dadurch documentirt, dass ihre Ufer deutliche Abschnittsprofile aufweisen, und dass, wenn dies nicht der Fall ist, doch immer ein mehr oder minder deutlicher Terrainabsatz existirt, der die vollständig ebene Thalvorstufe von der welligen Diluvialhochfläche

[1]) Ausgenommen den Berkholz-Menkiner Durchragungszug. Siehe S. 181.

scheidet. Auf der aus Sand bestehenden Thalvorstufe des westlichen Ufers der Randow bei Bagemühl und Menkin bis Rossow und Zerrenthin liegen nun, verstreut und stellenweise dichter, grosse Blöcke und Gerölle. Dieselben dürften nicht durch die ehemals jedenfalls sehr bedeutenden Wassermassen des Flusses oder durch Grundeis hierher geschafft sein, sondern können wohl nur als das Residuum des durch die Erosion seiner thonigen Bestandtheile beraubten Geschiebemergels betrachtet werden; in Folge dessen kann man diese mit Geschieben bedeckten Sandflächen nicht als Thalsand auffassen, sondern muss sie als »zur Zeit der Thalerosion eingeebnetes Diluvium«[1]) bezeichnen. Die Menge der Geschiebe erklärt sich einfach dadurch, dass der Obere Geschiebemergel in seiner ganzen Mächtigkeit erodirt und sein ganzes Blockmaterial liegen geblieben ist. Somit dürften die hier befindlichen Geschiebeanhäufungen in eine andere Reihe von Erscheinungen gehören, wie die Blocklager auf den Brüssower Durchragungen.

Boll, und ihm folgend Geinitz, haben bei der Construction ihrer Geschiebestreifen nur das Vorkommen von zahlreichen Blöcken als solches berücksichtigt, gleichgültig, welcher Art dasselbe ist. Wie ich oben bereits erörtert habe, dass in der Grundmoränen-Landschaft, dem Gebiete grösster Oberflächenausdehnung des Geschiebemergels, in der Umgegend von Prenzlau ein Geschiebestreifen oder gar ein Knotenpunkt mehrerer nicht existirt, so ist man ebenso wenig berechtigt, die NO. und O. der Brüssower Durchragungszone weit verbreiteten Geschiebe dieser Zone anzuschliessen und sie etwa mit den Blockanhäufungen bei Roggow zu parallelisiren. Es bleibt also für den »Geschiebestreifen«[2]) nur der eingehend geschilderte, schmale Landstrich zwischen Pasewalk und Brüssow übrig. Mag nun eines der hervorstechendsten Merkmale desselben die stellenweise

[1]) Bemerkenswerth ist es noch, dass in einem Geröllager NO. Rossow geborstene und gequetschte Gerölle vorkommen, deren Theile ähnlich wie an den »Individualbreccien« Meyn's gegen einander verschoben sind. Das Bindemittel ist Eisenoxydhydrat.

[2]) Als endmoränenartige Bildung.

bedeutende Geschiebeführung sein, so muss doch die Rückenbildung und die kettenartige An- und Nebeneinanderreihung der Kuppen, welche durch das Auftreten von Durchragungen bedingt ist, als das topographisch und geologisch bedeutend wichtigere Moment anerkannt und ferner berücksichtigt werden, dass diese Kuppen häufig keine Geschiebe tragen. Aus diesen Gründen konnte ich die Bezeichnungen: »Geschiebestreifen« und »Geschiebewall« nicht annehmen. Der Terminus »Durchragungszone« wurde gewählt, da er mit der Art des Auftretens zugleich das stratigraphisch als sicher Erkannte kennzeichnet, ohne irgend welche theoretische Anschauung vorweg zu nehmen. In gleicher Weise ist der im Folgenden gebrauchte Terminus »Durchragungs-Zug resp. -Kamm« aufzufassen. Beide Bezeichnungen sind nur insofern unterschieden, als der Durchragungs-Zug resp. -Kamm eine nahezu geradlinige Reihe von Durchragungen, die Durchragungszone dagegen den eine bestimmte Richtung einhaltenden Complex mehrerer, z. Th. neben einander, z. Th. staffelförmig hinter einander abgesetzter Durchragungen und Durchragungszüge bezeichnet. — Nach dem Kerne kann man unterscheiden zwischen sandigen, grandigen, geröllführenden und geschiebeführenden Durchragungs-Zügen und -Kämmen. Tragen dieselben Blöcke auf ihrer Oberfläche und ist ein bedeutender Gegensatz zwischen der Zusammensetzung derselben und des Kernes vorhanden, so wende ich die Bezeichnung »geschiebetragender Durchragungszug« an.

2. Friedland-Strasburger Durchragungszone.

Fast genau in der Verlängerung des Brüssower Durchragungszuges nach NW. befinden sich Höhenzüge, die aus der Gegend S. und SO. Friedland in Mecklenburg-Strelitz bis N. Strasburg in der Uckermark streichen. Dieselben werden von GEINITZ[1]) zu seinem Geschiebestreifen II gezogen und folgendermaassen beschrieben: »Die Stadtmauern von Friedland sind ebenso wie die von Neubrandenburg aus »Felsen« gebaut und weisen wie dort auf die Häufigkeit

---

[1]) Geschiebestreifen etc. S. 270.

von Blöcken in unmittelbarer Umgebung der Stadt hin. Südlich von hier macht sich zwischen Sadelkow und Genzkow auf dem 45 — 55 Meter hohen Terrain ein bedeutender Blockreichthum geltend und weiter lässt sich der Geschiebestreifen in die stark coupirte Gegend der Bröhmer Berge verfolgen, wo, wieder durch einzelne Sanddistricte unterbrochen, der von erratischen Blöcken oft völlig übersäte Boden des oberen Geschiebemergels vorwaltet; .... Das Terrain steigt hier im Bröhmer Wald bis 132 Meter an, ohne aber eigentliche Bergspitzen zu bilden; die Kieferwaldungen zeigen, dass auch hier vielfach der untere Sand zu Tage tritt. Die Kreide- und Septarienthonvorkommnisse südlich von Wittenborn, von blockreichem Deckmergel überlagert, erweisen auch hier wieder einen Kern von älterem Gebirge in dieser Bodenerhebung. Die grösste Höhe liegt bei Matzdorf mit 149 Meter. Der sehr ausgeprägt nordweststreichende Höhenzug fällt bei Gehren steil ab zu der weiten Niederung des Galenbecker Sees und der grossen Friedländer Wiese«. Ein Besuch der Gegend SO. Friedland, der leider unter äusserst ungünstigen Witterungsverhältnissen ausgeführt wurde, hat mich nicht nur von der vollständigen Gleichheit der topographischen und geologischen Verhältnisse mit der Brüssower Zone überzeugt, sondern mir sogar die Eigenthümlichkeiten derselben in bedeutend schärferer Form vorgeführt. Die Kammbildung und das nordwestliche Streichen derselben sind viel energischer ausgeprägt, wie bereits ein Blick auf die Generalstabskarte, namentlich 1 : 25000, auf das Vorzüglichste zeigt. Die Kämme sind die Folge von Durchragungen unterdiluvialer geschichteter Bildungen durch den Oberen Geschiebemergel. Von einer Beschreibung der von mir beobachteten Punkte sehe ich ab; es genüge, die Gleichheit der Verhältnisse mit der Brüssower Durchragungszone constatirt zu haben.

3. Durchragungszone Sonnenberg —?

Die südöstliche Fortsetzung glaube ich in der Gegend SW. Sonnenberg in Vorpommern östlich der Randow gefunden zu haben. Die Hänge nach diesem Bruch, sowie die Gegend zwischen Sonnenberg und Grambow werden von oberdiluvialem Geschiebe-

mergel gebildet. Das wirre, ausserordentlich kuppig zerrissene Terrain dagegen zwischen Lebehn, Hohenholz und Sonnenberg gleicht vollkommen dem aus dem Brüssower Durchragungszuge beschriebenen Gebiet NO. Fahrenwalde; die Kammbildung ist nur in geringem Grade ausgeprägt oder fehlt ganz; zahllose durch tiefe, schmale Senken getrennte Grand- und Sandkuppen werden von Fetzen des Geschiebemergels und vereinzelten Blöcken bedeckt.

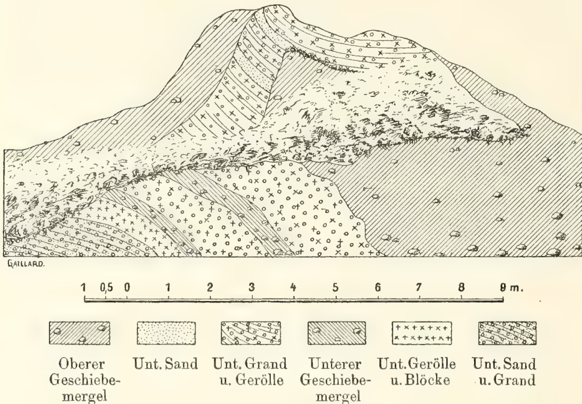
4. Durchragungskamm Berkholz-Menkin.

Parallel der Pasewalk-Brüssower Durchragungszone läuft östlich derselben an dem Weg von Menkin nach Berkholz ein gegen das umliegende, nahezu ebene Terrain scharf abgesetzter Rücken von beinahe 10 Meter Höhe und 1,5 Kilometer Länge. Besteigt man seine südliche Endigung, so bemerkt man, dass der Geschiebemergel, welcher die umliegende Oberfläche bildet, den Rücken hier vollständig überzieht. Weiterhin nach Norden stellt sich grandiger Boden ein, sofort treten kolossale Blöcke auf, und der Geschiebemergel bildet nur noch die Hänge des Rückens. Am nördlichen Ende befindet sich eine tiefe, aber in ihren Wänden vollständig verrutschte Grube, die jedoch soviel lehrt, dass der Kern des Rückens aus deutlich geschichteten Sanden und Granden mit Geröllagen besteht, denen der Geschiebemergel anlagert. Eine in diesen Schichtencomplex eingelagerte 0,5 Meter mächtige Geschiebemergelbank weist die deutlichste Emporsattelung auf. Dieser Berkholz-Menkiner Geröllrücken ist also ein Durchragungskamm des Unteren Diluviums durch das Obere.

5. Battiner Durchragungszug.

In gleicher Weise wird ein gleicher Zug SO. Battin charakterisirt. Ungefähr 12 elliptische oder ovale Hügel reihen sich zu einer NW.—SO. streichenden, 1,5 Kilometer langen Kette aneinander; bei dem Dorfe besteht die Hügelkette vorwiegend aus Geröllen, wie eine Grube an ihrem nordöstlichen Ende, deren Profil umstehend (Fig. 4) gegeben wird, lehrt. Dasselbe stellt einen Querschnitt der S.-Endigung des oberen Theiles einer Kuppe dar; die Schichten fallen

Fig. 4.



mit starker Neigung nach SW. ein. Der Geschiebemergel lagert von SW. gleichförmig, von NO. ungleichförmig an und hat hier die Schichtenköpfe etwas emporgezogen; das Ganze ist ein nur halbseitig entwickelter Sattel, dessen hangendste Schichten noch zu einer Specialmulde modificirt sind. Während an der S.-Endigung der Kuppe nur der südwestliche Sattelflügel vorhanden ist, findet man in der N.-Endigung nur den nordöstlichen entwickelt. Ausserdem sind beide Flügel so gegeneinander verschoben, dass ihre Schichtungsflächen sich kreuzen. Der Geschiebemergel dringt von SW. in den Rücken selbst ein und nimmt an seiner Zusammensetzung Theil. Nach SO. ändert sich der Battiner Durchragungszug insofern, als sein Material ein feineres Korn erhält, die Böschungen sanfter werden und die Kuppen nach den Abhängen des Randow-Thales zu vollständig sich verflachen.

6. und 7. Durchragungskämme in Vorpommern.

Weitere Durchragungszüge vereint mit Rückenbildung finden sich jenseits der Randow in Pommern S. Pencun und noch weiter

östlich SO. des Bahnhofes Colbitzow. Ersterer streicht fast NW.—SO., letzterer in den »Hünen-Bergen« NO.—SW. mit einer hakenartigen Krümmung am nordöstlichen Ende nach NW.—SO. Beide sind, wie ich bei einem flüchtigen Besuch feststellen konnte, im Grundprincip ähnlich, wie der Menkiner und Battiner Durchragungszug, gebaut.

8. Durchragungswall Grünz.

Ebenfalls jenseits der Randow am östlichen Ufer zwischen Grünz und Wartin erhebt sich fast direct aus der Ebene des ca. 12 Meter über dem Meere gelegenen Torfbruches bis 74 Meter ein Wall, »die Schwarzen Berge«, der WSW.—ONO. streicht und einen gerundeten Querschnitt besitzt. Derselbe erscheint an der Randow lediglich aus Sand zusammengesetzt; der Obere Geschiebemergel legt sich von beiden Seiten an und bedeckt ihn in Fetzen; vereinzelte Blöcke, in reinem Sand eingebettet, kommen ebenfalls darauf vor. Weiter nach Osten geht der Geschiebemergel als zusammenhängende Decke darüber weg, und der Durchragungswall ist nur noch als Terrainfalte bis in die Gegend S. Sommersdorf zu constatiren. Wo der Weg zwischen den oben genannten Dörfern die Erhebung schneidet, konnten Herr Dr. Beushausen und ich als Kern derselben Unteren Geschiebemergel in bedeutender Mächtigkeit feststellen.

9. Durchragungszug Wollin-Grenz-Cremzow-Carmzow.

In ausgezeichneter Weise ist ein weiterer Durchragungszug entwickelt SW. Schmölln und zwischen den Dörfern Grenz-Cremzow-Carmzow (Blatt Wallmow). Derselbe lässt sich, obwohl er sicherlich geologisch als ein einheitliches Ganzes zu betrachten ist, in Theile zerlegen, die topographisch verschieden entwickelt sind.

Der südliche Theil desselben bei dem Dorfe Wollin erstreckt sich auf der südwestlichen Seite des S. 168 erwähnten, NW.—SO. streichenden Rinnenzuges Schmölln-Grenz-Kleptow-Tornow etc. und besteht aus kettenartig aneinander gereihten, lang gezogenen Rücken, die zum Theil im Thale selbst, zum Theil am Gehänge

des grossen Diluvialmergelplateaus gelegen sind. Diese Rücken bestehen aus Grand mit zahllosen Geröllen und tragen z. Th. auch grosse Blöcke; der Geschiebemergel bildet die Gehänge der einzelnen Rücken und füllt die Senken zwischen ihnen aus. Wo die Chaussee Pencun-Prenzlau die obige Thalrinne (27,5 Meter Meereshöhe) schneidet, befinden sich mehrere Aufschlüsse, an denen zuerst der Beweis geführt wurde, dass die Geröllmassen und eventuell auch die grossen Blöcke unterdiluviales Alter besitzen, und dass die in so schroffen Formen auftretenden Rücken und Kuppen zweifellose Durchragungen sind. Nördlich der Chaussee zieht sich der Durchragungszug mehr aus dem Thal auf die Hochfläche hinauf und markirt sich im Terrain sehr deutlich durch mehrere ca. 56 Meter hohe, etwa 30 Meter über der Thalsohle gelegene, gerundete, nicht langgezogene Grandkuppen. Nach Norden zu wird der Zug topographisch immer weniger prägnant und bleibt in dem Thal, dessen Sohle rund 35 Meter Höhe besitzt. S. des Dorfes Grenz hebt sich dasselbe immer heraus und erscheint nur als weite, flache Senke, in welcher mehrere aneinandergereihte, sanft geböschte Sandrücken, die Repräsentanten des Durchragungszuges, auftreten.

N. des Dorfes Grenz ändert [1]) der Zug seine Richtung von SO.—NW. in S.—N. mit einer kleinen Ablenkung nach O. Am westlichen und nördlichen Ufer einer grösseren Alluvion in circa 40 Meter Meereshöhe kennzeichnet er sich durch mehrere elliptische Kuppen, deren höchste, der Wolfsberg, 61,4 Meter erreicht. Vom nördlichen Ende der genannten Alluvion ab wird die Beziehung, welche dieser Durchragungszug zu der Thal- und Senkenbildung aufweist, allmählich undeutlicher, ja SO. und NO. Cremzow erscheinen die einzelnen Kuppen direct auf der Hochfläche aufgesetzt, wie die Abbildung auf Taf. III, Fig. 2 zeigt. Zugleich ist hier die Rückenbildung am schärfsten ausgeprägt; in gerader Linie

---

[1]) Die weitere Kartirung muss ergeben, ob einige Sandhügel S. Kleptow als directe Fortsetzung des Zuges Wollin-Grenz zu betrachten sind und ob so das Dorf Grenz nur die Gabelungsstelle für in ihrer Achse verschieden gerichtete Durchragungszüge ist.

ziehen die schmalen, stark geböschten Kämme fort, durch Einsenkungen in mehr oder minder lange Segmente, die über das umliegende Terrain sich bis zu 15 Meter erheben, gegliedert; stellenweise erscheint der Zug jedoch nur als eine kaum sichtbare Bodenwelle. Bei Cremzow durchbricht der »grosse See«, der zu einer der vielen NO.—SW. streichenden Rinnen gehört, den hier in der ausgezeichnetsten Weise entwickelten Kamm des Durchragungszuges (siehe die Abbildung Taf. III, Fig. 2). Nördlich dieses Sees sendet der Zug einen kurzen Seitenzweig in der Richtung nach NW. ab. Auf halbem Wege zwischen Cremzow und Carmzow verflacht sich der Kamm vollständig, um in einer Hügelmasse S. des Carmzower Mühlensees zu endigen. Der ganze Durchragungszug besitzt somit eine Länge von ca. 12 Kilometern. Das Auge, das an den Wirrwarr der Uckermärkischen Landschaft gewöhnt ist und an der Möglichkeit verzweifelt, eine Ordnung in derselben zu erkennen, verweilt beruhigt auf diesem Zuge, der durch seine geradlinige Regelmässigkeit die Vermuthung einer gesetzlosen Anordnung der Diluvialmassen auf das Schlagendste widerlegt.

Geognostisch ist der Kamm, wie aus seiner Oberfläche und den wenigen Aufschlüssen hervorgeht, gleich den vorher geschilderten, ein unterdiluvialer Grand- und Geröllrücken, dem der obere Geschiebemergel mantelartig an- oder auch, wo der Rücken niedrig ist, aufgelagert ist. Vollständige Saigerstellung der Grenze zwischen Geschiebemergel und Geröllagen wurde in einer Grube am Cremzower See beobachtet. Die Gerölle sind ebenso wie in der Pasewalk-Brüssower Durchragungszone häufig sehr stark abgerollt und weisen darauf hin, dass kräftige Strömung der Gewässer bei ihrer Ablagerung thätig gewesen ist. Die Grande und Sande, die an der Zusammensetzung Theil nehmen, sind selbstverständlich deutlich geschichtet; ebenso ist auch dort, wo die Gerölle überwiegen, immer eine Anordnung derselben in gesonderte Lagen erkennbar. Verwerfungen und Schichtenstörungen wurden in den Aufschlüssen an der Schmöllner Chaussee beobachtet. Oberflächlich sind die Kämme von Blöcken in mehr oder minder grosser Dichtigkeit besäet; von einer wirklichen Blocklage sind einzelne Rücken NO. Grenz bedeckt.

Wie das Grimmer Kreidevorkommen an die Brüssower Durchragungszone angeschlossen ist, so liegt in gleicher Weise NO. vor dem Cremzower Durchragungszug das neugefundene

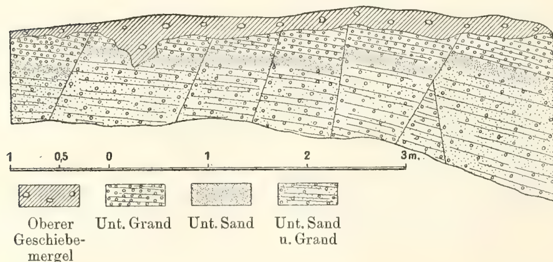
Kreidevorkommen von Ludwigshöhe bei Schmölln

auf dem östlichen Ufer der Thalrinne, die westlich von den Kuppen des Zuges begrenzt wird. Die Kreide, ebenfalls Senon, sowohl im Thale bei 28 Meter wie auf den Höhen bei 58 Meter Meereshöhe aufgeschlossen, wird nur von Oberem Geschiebemergel bedeckt.

10. Durchragung Heinrichshof-Neuenfeld.

Erwähnen muss ich ferner eine sehr eigenthümlich gestaltete Durchragung halbwegs zwischen Heinrichshof und Neuenfeld auf Blatt Brüssow, im Gebiet der ausgesprochensten Grundmoränen-Landschaft; das zugartige Auftreten der Durchragung ist nicht topographisch, sondern nur geologisch durch die Achsen der hervorbrechenden Grandmassen ausgeprägt. Als Basis derselben kann man einen Grandzug betrachten, der ca. 2 Kilometer lang, NO.—SW. streicht und durch einen vorwiegend aus Granden mit vereinzelten Geröllen bestehenden Schichtencomplex gebildet wird. Zahlreiche kleine Verwerfungen durchsetzen denselben, wie ein in Fig. 5 wiedergegebenes Profil einer Kiesgrube zeigt. — Am nordöst-

Fig. 5.



lichen Ende der Basis geht in NNW.-Richtung ein Ausläufer in die Gegend von Fahrenwalde ab, der in seiner Verlängerung auf einen südöstlichen Ausläufer der grossen Pasewalker Durchragungsfläche hinweist. Am südwestlichen Ende der Basis zweigt sich in WNW.-Richtung eine Reihe von Durchragungskuppen bis in die Gegend von Neuenfeld ab.

11. und 12. Durchragungskämme auf Blatt Nechlin.

Die schärfste Rückenbildung zeigen 2 Durchragungszüge zu beiden Seiten des Uckerthales auf Section Nechlin, die von Hrn. Dr. Klebs kartirt worden ist und genauer beschrieben werden wird. Gelegentlich einer Excursion von Brüssow nach Woldegk durchschnitt ich den östlichen dieser Züge bei Malchow. NO. dieses Gutes befindet sich ein grösserer Aufschluss, an dessen südlichem Ende man eine Wechsellagerung von Sanden und Granden (0,1—1,5 Meter mächtig) mit normalem Geschiebemergel in fast saigerer Schichtenstellung beobachtet. Die Wechsellagerung ist jedoch nur scheinbar: während nämlich mehrere der geschichteten Lagen an der Oberfläche ausstreichen, sind dagegen zwei am südlichsten Ende des Aufschlusses auch noch oben von Geschiebemergel umgeben, und es gehen daselbst die liegenden in die hangenden Schichten mittelst einer Umbiegung über, so dass sie als Einlagerungen, apophysenartig aus der Unterlage des Geschiebemergels emporgezogene Schleifen oder Schlieren erscheinen. Die Mitte des Aufschlusses besteht auf ca. 20 Meter Horizontalerstreckung aus Geschiebemergel, unter welchem am nördlichen Ende Grande und Geröllmassen mit grossen Blöcken in steiler, z. Th. saigerer Schichtenstellung hervortreten.

Das Material des Zuges zwischen Malchow und Nieden sind zum grössten Theil nur Sande und Grande; Geröllagen finden sich selten. Grosse Geschiebe sind nur vereinzelt in den Granden, aber auch in den feinen Sanden eingebettet. Ueber die geschichteten Bildungen geht der Geschiebemergel häufig bis auf die Spitze des Kammes hinauf, ja bildet stellenweise einen Theil desselben.

Die Erhebung des Zuges über die Umgegend ist sehr wechselnd, auch ist der Kamm als solcher mehrfach unterbrochen und hat einen sehr gewundenen Verlauf.

Ein Aufschluss SO. Nieden zeigt vollständig saigere Stellung der Schichten, die genau in der Richtung des Zuges N.-S. streichen und von Geschiebemergel überlagert sind.

Den westlich des Uckerthales laufenden Zug, dessen nördliche Endigung und Gabelung von Berendt[1]) topographisch dargestellt ist, habe ich bei Trebenow gekreuzt und in NO.—SW.-Richtung bis Taschenberg verfolgt. Er besteht hier aus isolirten an einander gereihten Grandkuppen, deren Kern ebenfalls unterdiluvial ist.

An das Ende der mir zur Verfügung stehenden Beobachtungen und direct darauf basirenden Schlussfolgerungen gelangt, recapitulire ich dieselben kurz:

1. Im nördlichen Theil der Uckermark N. und NO. Prenzlau und den angrenzenden Landstrichen Vorpommerns und Mecklenburgs sind zahlreiche topographisch als Kuppen und Kämme markirte Bodenerhebungen vorhanden, die entweder

a) zerstreut oder

b) in einfacher, zuweilen gegabelter und geknickter Linie **aneinander**;

b_1) als langgezogener Complex **neben- und aneinander** gereiht auftreten.

2. Der innere Kern der Kuppen besteht aus deutlich geschichtetem Material, Sanden, Granden und gerundeten Geröllen mit wenigen Geschieben. Geschiebemergel überkleidet die Flanken und bisweilen den ganzen Kern. Die Oberfläche ist häufig durch Geschiebebedeckung gegenüber dem aus feinerem Material bestehenden Kern ausgezeichnet.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1888, S. 484.

Durchragungszone .	Pasewalk-Brüssow	.	**NW.-SO.**						
ohne Berücksichtigung der Pasewalker Durchragungsfläche . .	.		.	NNW.-SSO.					
die einzelnen Durchragungen mehrfach	.	.	.	.	N.-S.				
gegabelte Durchragungen	Grimme	WNW.-OSO.	.	.	N.-S.	.	.	.	Kreide
Durchragungszone .	Sonnenberg (Pommern)	.	? **NW.-SO.**						
Durchragungszone .	Friedland (Mecklenburg)	.	**NW.-SO.**	.	.	.	.	.	Kreide. Tertiär
Durchragungskamm	Berkholz-Menkin	.	.	NNW.-SSO.					
Durchragungszug .	Battin	WNW.-OSO.							
Durchragungswall .	Grünz	.	.	.	.	.	.	ONO.-WSW.	Unt. Dil.-Mergel
Durchragungskamm	Pencun	.	NW.-SO.						
Durchragungskamm	Coblitzow	.	.	.	.	.	**NO.-SW.**		
Durchragungszug .	Carmzow-Grenz	.	.	.	.	NNO.-SSW.	.	.	.
—	Grenz-Wollin	.	.	NNW.-SSO.	.	.	.	.	Kreide } nach Berendt Åsar
Gabelung	? Kleptow	.	**NW.-SO.**	.	.	.	.	.	.
Durchragung		.	.	.	.	.	**NO.-SW.**		
Gabelung	Heinrichshof-Neuenfeld	.	.	NNW.-SSO.	.				
Gabelung		.	**NW.-SO.**						
Ausläufer der Durchragungsfläche . . .	Pasewalk	.	.	NNW.-SSO.					
		.	.	.	.	NNO.-SSW.			
Durchragungskamm	Pasewalk-Malchow	.	.	.	.	NNO.-SSW.	.	.	
Ablenkung	Dauer	.	.	.	.	.	**NO.-SW.**	.	nach Berendt Åsar
Durchragungskamm	Wilsikow-Werbelow	.	.	.	.	NNO.-SSW.	.	.	
Gabelung	Wilsikow	.	**NW.-SO.**	.	.	.	.	.	
Ablenkung	Trebenow-Taschenberg	.	.	.	.	.	**NO.-SW.**	.	
Durchragungskamm	Gross-Lunow	.	.	.	N.-S.	.	.	.	
Ablenkung	Poggelow	.	.	.	.	.	**NO.-SW.**	.	nach Geinitz Åsar
Fortsetzung . . .	Schwetzin	.	.	.	N.-S.	.	.	.	
Durchragungskamm	Hohen-Sprenz	.	.	.	N.-S.	.	.	.	
Durchragungszug .	Gnoien	.	**NW.-SO.**	.	.	.	.	.	nach Geinitz Kames
Durchragungszug .	Kleiditten-Prossitten	.	**NW.-SO.**	.	.	.	.	.	Tertiär
Durchragungszug .	Bischofstein	.	**NW.-SO.**						
Durchragungszug .	Atkamp-Gr. Mönsdorf-Legienen	.	.	NNW.-SSO.					
Durchragungszug .	Heilige Linde	.	**NW.-SO.**						
Durchragung	Poswangen	.	**NW.-SO.**						

3. Der Geschiebemergel steht in directer Verbindung mit der die Grundmoränen-Landschaft bekleidenden Grundmoräne; derselbe ist ebenso wie die Geschiebebedeckung oberdiluvial. — Das Material des Kernes ist in keiner Weise unterscheidbar von dem sonst im Liegenden des Geschiebemergels auftretenden; dasselbe ist unterdiluvial.

4. Die Kuppen sind keine Erosionsformen, sondern Durchragungen Unteren Diluviums durch das Obere (im BERENDT'schen Sinne).

Sie erscheinen als:

b) Durchragungs-Züge und -Kämme,

b_1) Durchragungszonen,

beide stellenweise mit Geschiebebeschüttung.

5. Die von den Zügen und Zonen eingehaltenen Richtungen gehen aus der beigegebenen Tabelle hervor:

6. Der Kern der Züge und der einzelnen Durchragungen der Zonen zeigt sattelförmigen Schichtenaufbau, mit zuweilen nur halbseitiger Entwicklung des Sattels bis zu vollständig steiler Schichtenstellung. Die Sattelachse streicht in der Richtung des Kammes.

Wenn ich im Folgenden eine theoretische Erörterung der vorbeschriebenen Gebilde versuche, so geschieht dies nur, weil die von mir beobachteten Erscheinungen und ähnliche schon früher bekannte z. Th. eine Deutung erhalten haben, welche die vorhandenen Thatsachen ungenügend erklärt. Die Unsicherheit, welche bei allen in's Detail gehenden Untersuchungen über die Entstehung der norddeutschen Diluvialgebilde und Oberflächenformen herrscht, ermuthigt nicht dazu.

Die beiden Vergletscherungen, die über Norddeutschland gegangen sind, waren sowohl während des Vorrückens als auch beim Rückzuge jedenfalls jährlichen und säcularen Oscillationen unterworfen, und jede dieser zahlreichen Entwicklungsetappen, ganz abgesehen von den Umlagerungen während der Interglacialzeit, hat ihre Spuren durch Aufschüttung und Erosion hinterlassen, so

dass die Oberflächenformen während der Diluvialzeit einen mannigfachen Wandel durchgemacht haben. Mag das Relief Norddeutschlands in allgemeinen Zügen bereits am Schlusse der ersten Vergletscherung vorhanden gewesen sein, so darf man die speciellere Ausgestaltung desselben nur der zweiten Vergletscherung zuschreiben. Neben den beiden oben genannten Agentien der Aufschüttung und Erosion muss jedoch auch der Druck des Inlandeises als ein bedeutender Factor hervorgehoben werden.

Aus der Thatsache, dass die Kammbildungen Durchragungen mit deutlich antiklinalem Aufbau und starker Schichtenstörung sind, geht ihre Entstehung eigentlich schon hervor. Die Erklärung, welche Wahnschaffe für die Durchragungen im Jahre 1882[1]) gegeben hat, besteht heutigen Tages noch zu Recht und hat durch die über weite Gebiete ausgedehnten Einzelbeobachtungen der Diluvialgeologen kräftige Stützen erhalten, die derselben eine allgemeinere Geltung verschaffen. Wahnschaffe sagt: »Das häufige Auftreten von Kuppen Unteren Diluvialsandes in der diluvialen Hochfläche, welche den Oberen Diluvialmergel durchragen, findet in manchen Fällen am besten dadurch eine Erklärung, dass der vor dem steilen und mächtigen Eisrande durch die Gletscherwässer abgelagerte Sand in Folge einseitig lastenden Druckes der Eismassen wall- und sattelartig aufgepresst wurde«. »Die innere Architectur der Kuppen des Unteren Diluvialsandes, welche nach meinen Beobachtungen auf der Section Ketzin fast immer kuppelartig aufgebaut sind, so dass die Schichten des Sandes mit der Erhebung der Berge concordant liegen oder sogar in der Mitte, wie E. Laufer[2]) südlich von Brusendorf auf der Section Königs-Wusterhausen beobachtete, saiger stehen und von dort aus allseitig abfallen, spricht sehr für derartige Aufpressung und Zusammenschiebung«[3]).

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1882, S. 598.

[2]) Erläuterungen zu Blatt Königs-Wusterhausen S. 7.

[3]) Im Jahre 1886 (Dieses Jahrb. 1885, S. 228) schrieb ich: »Die ungleichmässige Anhäufung der durch die Gletscherwässer abgelagerten Sande und die gleichzeitige Erosion sind primäre Bedingungen für die Entstehung von Höhendifferenzen, welche den Anlass zu Durchragungen gaben; der Druck des darüber

Sehen wir von der LOSSEN'schen[1]) Ansicht, dass die meisten Störungen in den Diluvialschichten durch »eine nach oben ungleichmässig fortgepflanzte und dabei in Gleitung und Stauung umgesetzte Bewegung der festen Unterlage« erklärt werden können, ab, so müssen wir doch eine andere Erklärung, die wohl zuerst von FUCHS[2]) auf Fältelungserscheinungen im Tertiär des Wiener Beckens, wo eine Gletscherthätigkeit ausgeschlossen sein dürfte, dann aber auch für echt diluviale Störungen in erweitertem Maasse angewandt wurde, näher in's Auge fassen. »Nach FUCHS kann eine Fältelung loser Massen unter sehr verschiedenen äusseren Verhältnissen vor sich gehen, wenn ein gelinder Druck oder Schub lange Zeit hindurch gleichmässig und anhaltend wirkt, und sehr häufig besteht diese Kraft lediglich in dem eigenen Gewicht dieser Ablagerungen, die an Gehängen und Böschungen, kurz überall, wo ein seitliches Ausweichen möglich ist, in eine sehr langsame, fliessende und wälzende Bewegung gerathen«[3]).

Es soll nicht bestritten werden, dass auch innerhalb des glacialen Diluviums derartig entstandene Störungen vorkommen, wo fliessendes und erodirendes Wasser Gehänge und Böschungen gebildet hat und bildet[4]), und ebensowenig, dass es postglaciale Verwerfungen in diesen Gebieten gebe; jedoch erklären derartige Störungen nicht den Oberflächencharakter der Gebiete, welche hier in Frage kommen.

Die Kuppen der Grundmoränen-Landschaft ebensowenig, wie die Kämme der Durchragungszüge, namentlich wo letztere auf das Plateau aufgesetzt sind und von keinem Thal begleitet werden, können in keiner Weise als Erosionsformen gedeutet werden, sind uns vielmehr wesentlich in der Form erhalten, wie sie das Inlandeis

gleitenden Gletschers hat die secundäre Detaillirung, hauptsächlich bestehend in einer schroffen Zuschärfung der Terrainformen, übernommen.« Nach meiner jetzigen Anschauung drücke ich mich genauer aus: der vorrückende Gletscher hat die vorhandenen geringeren Höhenunterschiede durch Druck z. Th. auch wieder ausgeglichen und umgestaltet, dagegen erst der rückschreitende Gletscher gab dem Terrain das Gewand, in dem wir es jetzt sehen.

[1]) Boden der Stadt Berlin. S. 1018.

[2]) Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanst. 1872, XXII, p. 308—329.

[3]) NEUMAYR, Erdgeschichte S. 420.

[4]) v. KOENEN, Dieses Jahrb. 1886, S. 6.

bei seinem letzten Rückzuge hinterlassen hat. Die atmosphärischen Wässer wirkten und wirken hier nicht einschneidend, sondern abtragend; von der Höhe jeder Erhebung werden die Sand- und Lehmmassen hinuntergeführt und lagern sich am Fusse der Kuppe in der nächsten Senke ab. Die Tagewässer schaffen also hier nicht neue und schroffere Höhenunterschiede, sondern gleichen die vorhandenen aus. Andererseits sind die Gehänge und Böschungen selten so steil, dass sie ein seitliches Ausweichen und Rutschungen nothwendig machen. Das Gleichgewicht, das in den Kuppen und Kämmen jedenfalls zur Zeit ihrer Bildung vorhanden war, ist seitdem nicht gestört, sondern eher gefestigt worden, zum Theil auch dadurch, dass sich seitdem der Geschiebemergel, welcher die Hänge bekleidet, aus der ehemals schlammigen und beweglichen Grundmoräne zu einem festen Gebilde umgewandelt hat.

Könnte man bei dem kuppelförmigen Aufbau der Durchragungen eine Entstehung durch nachträgliches, seitliches Absinken für möglich halten, so ist diese Erklärung vollständig unanwendbar auf diejenigen Fälle, in denen eine nur einseitige Entwickelung eines Sattels (Durchragungszug Battin) oder gar eine Saigerstellung der Schichten (Durchragungszug bei Malchow) in dem Kern der Durchragungen beobachtet wurde. Bei der Ueberzeugung, die jeder in diesem Gebiet Kartirende gewinnen muss, dass erstens die Oberflächenformen, abgesehen von Erosionsrinnen, im Wesentlichen seit der Diluvialzeit intact geblieben sind und zweitens, dass eine Bewegung der Unterlage von unten nach oben oder tangentialer Druck im Sinne der Gebirgsgeologen zur Erklärung nicht anwendbar ist [1]), wird man gezwungen, für derartige Erscheinungen einen einseitig von oben lastenden Druck während der letzten Phase der Vergletscherung anzunehmen.

Dass ein derartiger Druck auch an recenten Gletschern vorhanden ist, geht aus vielen Bemerkungen der Erforscher des Grönländischen, Skandinavischen und Alpinen Eises hervor. Ich führe nur einige an: Steenstrup [2]) sagt: »Ich habe oft gesehen, dass ein Gletscher Druck ausüben kann, indem er

---

[1]) Wahnschaffe, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, S. 597.

[2]) Meddelser om Grœnland IV, S. 221.

Moränenmassen vor sich schiebt«, ferner AGASSIZ[1]): »Die Endmoränen verdanken theilweise ihre Entstehung den Trümmern, welche von der Oberfläche der Gletscher herabfallen und man sieht nicht selten an schönen Sommertagen grosse Blöcke von dem Thalende . . . . hinab zu dem Schutt an dem Fusse des Gletschers rollen. Grösstentheils aber bildet sich die Endmoräne aus allen beweglichen Massen, welche er beim Vorrücken auf den Felsgrund vor sich herschiebt, so wie aus dem Trümmerschutt, welcher zwischen dem Gletscher und dem Boden, auf dem er ruht, sich befindet«. Namentlich aber verweise ich auf die Schilderung von Aufpressungen am unteren Ende des Buerbrae und anderer Gletscher in Norwegen von H. CREDNER[2]), HOLMSTRÖM[3]) und A. PENCK[4]). Letzterer wollte diese Stauwälle von den eigentlichen Endmoränen unterschieden wissen, da erstere ihr Material der Unterlage entnehmen, letztere nach seiner damaligen Anschauung dagegen von dem Schutte auf dem Gletscher gebildet werden. Er stellt sie in Parallele mit den Schottischen Kames, von denen JAMIESON[5]) nachgewiesen habe, »dass sie Endmoränen sind«. BERENDT[6]) schlägt in dem Referat über die PENCK'sche Arbeit für diese Gebilde die Bezeichnung »Staumoränen« vor, womit sich PENCK[7]) jedoch im Hinblick auf die oben auch von mir citirte Anschauung AGASSIZ' über die Entstehung der Endmoränen nicht einverstanden erklärt.

»Dass der Gletscherkörper, wo er dem Thalgrunde anliegt, einen bedeutenden Druck ausübt, unterliegt keinem Zweifel« sagt HEIM[8]). Betreffs der Einwirkung auf die am Gletscherende befindlichen lockeren Massen verhalten sich nach ihm die Gletscher verschieden:

---

[1]) Untersuchungen über die Gletscher S. 113.
[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880 S. 77 ff.
[3]) Öfv. af Kgl. Vet. Akad. Förh. 1879, No. 2, S. 6.
[4]) Die Gletscher Norwegens. Mittheilungen des Vereins für Erdkunde. Leipzig 1879, S. 38.
[5]) Quart. Journ. geol. Soc. London 1874, S. 328.
[6]) Jahrb. f. Mineral. etc. 1881, I, S. 423.
[7]) Vergletscherung der Deutsch. Alpen S. 120.
[8]) Gletscherkunde S. 352.

a) Die vorrückenden Gletscher lassen selbst lockeren Geschiebegrund oft ganz unverändert, ja es kommen Fälle vor, in denen der Eisstrom seinen Moränen ausweicht und durch dieselben getheilt wird.

b) In Thalverengungen oder vor im Wege stehenden Hindernissen schürft ein vorrückender Gletscher seinen Untergrund auf und treibt durch Zusammenpressung und Faltung alten Schutt zu lockeren, wulstartig oben aufreissenden kleinen Endmoränen auf. »Es sind nur die besonders stark im Wege stehenden lockeren Massen, welche vom Gletscher geschoben werden«[1]. »Im engeren Thale wälzt der vorrückende Gletscher manchmal seine ganze Endmoräne vor sich her, im weiteren Thal stösst er nur den oberen Theil auseinander, ebnet sie einigermassen aus und schreitet dann über die etwas ausgeglichene Moräne hinweg«[2].

Waren Thalengungen nun zur Zeit der Ausbreitung des skandinavischen Inlandeises nur in sehr beschränktem Grade vorhanden, so ist jedoch der zu überwindende Widerstand dadurch gegeben, dass erstens das Inlandeis die norddeutschen Höhenzüge jedenfalls in ihren allgemeinen Umrissen vorfand und eine sanft geneigte Fläche emporsteigen musste und dass zweitens sich im Einzelnen zahllose Terrainunebenheiten entgegenstellten. Ferner bemerkt Heim: »Es muss hervorgehoben werden, dass alle bezüglichen Beobachtungen an jetzigen Gletschern sich nur auf die untersten Theile der Gletscherzungen, meist auf ihr Ende beziehen. Weiter hinauf nimmt erstens der Druck des Gletschers auf den Untergrund in Folge bedeutenderer Eisdicke zu, gleichzeitig nimmt zweitens die abtrennende Unterschmelzung ab. Durch diese beiden Momente wird ein festerer Anschluss vom Eis am Grunde bewirkt. Sehen wir oft am Ende der Gletscher schon Angriff des Schuttbodens, so wird dies noch vielmehr unter einem mächtigeren Gletschertheil der Fall sein müssen«.

Diese Ausführungen Penck's und Heim's auf die norddeutschen Diluvialbildungen angewandt, gestatten mir die für meine folgende

[1]) l. c. S. 379.

[2]) l. c. S. 378.

Betrachtung wichtigen Schlüsse: Das vorrückende Inlandeis kann seinen schüttigen Untergrund vor sich an seinem Ende zu Wällen aufwerfen, wird jedoch unter sich die so geschaffenen Terrainunebenheiten [1]) verwischen und ausgleichen. Bedeutende noch jetzt vorhandene Terrainwellen [1]), namentlich wenn sie wie die Durchragungs-Züge und -Zonen grössere Regelmässigkeit in der Gestalt und Richtung aufweisen, können also nicht von der vorrückenden Vergletscherung geschaffen und nicht unter dem Eise, sondern nur vor dem zurückschreitenden Eise entstanden sein.

Die unter a) wiedergegebene Beobachtung HEIM's, dass ein Gletscher an seinem Ende keinen Druck ausübt, ja seinen Moränen ausweichen kann, kommt für uns nicht in Betracht. Die von BERENDT früher vertretene Ansicht, die norddeutschen Höhenzüge wären während der zweiten Vergletscherung Nunnatakker gewesen, hat den in Ostpreussen [2]) und dann auch in der Uckermark gewonnenen Erfahrungen über die Verbreitung des Oberen Geschiebemergels auf den Höhenrücken weichen müssen. Liess das Inlandeis etwa vor seinem Ende seinen Untergrund unberührt, so wird dies kaum unter dem Eise bei weiterem Vorrücken geschehen sein.

In der oberbayrischen Hochebene unterscheidet PENCK [3]) nach der Verschiedenheit des Materiales 2 extreme Typen von Endmoränen:

1. Das Material der Endmoräne, sich kaum von dem der Grundmoräne unterscheidend, »besteht aus demselben zähen blauen Lehme, aus denselben gekritzten Geschieben, welche in ersterer wirr und regellos vertheilt sind. Es sind dann fast ausschliesslich die orographischen Verhältnisse der Ablagerung, welche dieselbe als Endmoräne charakterisiren, allerdings sind in solchen Anhäufungen geschichtete Einlagerungen meist häufiger als in normalen Grundmoränen«. PENCK betrachtet eine derartig zusammengesetzte Endmoräne als die am unteren Gletscherende zu einem Wall aufgestaute Grundmoräne.

---

[1]) Selbstverständlich ist hier nur von den Detailformen der Oberfläche die Rede.

[2]) SCHRÖDER, Dieses Jahrb. 1885, S. 229 und 1887, S. 350.

[3]) Die Vergletscherung der Deutschen Alpen. S. 116 ff.

2. In dem anderen Falle bestehen die Endmoränen nämlich fast ausschliesslich aus geschichtetem Gerölle und Sand, welche unter einem Winkel von 10—20° von dem Gletschergebiete nach aussen abfallen. »Gekritzte Geschiebe mangelten fast nirgends, ebensowenig Einlagerungen feinen Sandes und von Bänderthon«. Die Entstehung dieser Endmoränen erklärt Penck auf folgende Weise: »Die durch das Eis unablässig herbeigeführte Grundmoräne wurde nahe dem Gletscherende eine Beute der Gletscherwässer, welche dieselbe auswuschen und in Gestalt von Geröll, Kies, Sand und Schlamm mit sich fort transportirten. Am Ende des Gletschers lagerten sie das grobe Material in der Form eines flachen Schuttkegels ab; solches geschah auf grosse Strecken, und dadurch wurde am Gletscherende ein Wall aufgeschüttet, der uns nun heute als Endmoräne vorliegt. Ich glaube bemerkt zu haben, dass die so entstandenen Moränenzüge ihren Steilabfall nach dem Gletschercentrum, ihre sanftere Abböschung nach aussen kehren«.

»Der bei weitem häufigste Fall ist nun, dass die beiden geschilderten Typen sich in mannigfacher Weise combiniren, sodass die Endmoräne theils aus dem unverletzten, theils aus dem gewaschenen Material der Grundmoräne besteht«. »Selten nur fehlen Schichtenstörungen in den Endmoränen. Die in ihnen auftretenden kiesigen und sandigen Partien sind häufig zusammengeschoben und gefaltet«. »Bisweilen ist sogar die ganze Ablagerung zusammengeschoben; so durchschneidet der Inn unterhalb Wasserburg einige Endmoränenwälle, deren kiesiger Moränenschutt stellenweise senkrecht steht, stellenweise unter einem Winkel von 60° einfällt. Es liegt auf der Hand, dass man es hier nicht mit ursprünglichen Unregelmässigkeiten in der Schichtung, sondern mit nachträglichen Störungen zu thun hat, und man wird nicht weit fehlen, wenn man in derselben ein Werk des Gletscherschubes erkennt«[1]).

---

[1]) Zahllos sind innerhalb der nordeuropäischen Vergletscherungen die beobachteten und beschriebenen Profile von Aufrichtungen, Ueberkippungen, Faltungen, Knickungen, Stauchungen, Berstungen, Zerstückelungen und Verwerfungen im Liegenden der Grundmoräne; von der grössten Mehrzahl der

Betrachtet man die von PENCK gegebenen Profile auf Seite 119 und 136, so glaubt man Querschnitte aus den Uckermärkischen Durchragungszügen vor sich zu haben.

Vergleicht man ferner die in der Literatur vorhandenen und hier nur zum geringsten Theil berücksichtigten Beschreibungen mit unseren Beobachtungen in der Uckermark, so muss die Aehnlichkeit der Verhältnisse in die Augen springen, namentlich wird man keinen Anstand nehmen, die NW.—SO. streichende Pasewalk-Brüssower Durchragungszone mit ihrer Fortsetzung nach Mecklenburg und Pommern und ihrer mehr oder minder starken Blockbestreuung für einen durch einseitig lastenden Druck aufgeworfenen Wall zu erklären und ihr in Folge dessen die Bedeutung einer Endmoräne beizulegen. Die Zusammensetzung des Kernes derselben aus lediglich geschichtetem Material bringt sie in Beziehung zu dem PENCK'schen zweiten Typus der Endmoränen; jedoch ist diese Beziehung nur scheinbar. Die Gerölle, Grande, Sande und Mergelsande der Durchragungen, die sich in Nichts von den übrigen unterdiluvialen geschichteten Producten unterscheiden, werden mehrfach von der Grundmoräne in bedeutender Mächtigkeit und unverwaschener Beschaffenheit bedeckt; dieselben können daher nur älter als die Ablagerung der Grundmoräne und zum grossen Theil beim Vorrücken der zweiten Vereisung aus der Grundmoräne ausgewaschen, zum kleineren Theil können daran auch interglaciale und sogar altglaciale Schichten betheiligt sein, da wir in dem Durchragungswall bei Grünz mächtigen Unteren Diluvialmergel als Kern finden. Ferner ist neben dem Einfallen der Schichten nach SW. ebenso häufig ein Fallen nach NO. beobachtet und ebenso besitzen die einzelnen Kämme nach beiden Seiten gleiche Böschungswinkel [1]). Die Brüssower Endmoräne entspricht also mehr dem

Autoren werden sie durch den Gletscherdruck erklärt. Dieselben kommen hier nicht in Betracht, da sie zum grossen Theil mit keiner Kammbildung verbunden sind.

[1]) Die Pasewalk-Brüssower Durchragungszone als Ganzes betrachtet, steigt allerdings von NO. steiler an, als sie nach SW. abfällt; jedoch lässt sich dieser übrigens wenig scharf markirte Gegensatz dadurch erklären, dass die Nordostseite die Stossseite war.

ersten Typus Penck's, zumal ja auch der Geschiebemergel wesentlich an ihr Theil nimmt, zwischen die einzelnen Durchragungen dringt und mitgefaltet ist.

Das wallartige Emportreten der Durchragungszone Friedland-Pasewalk-Brüssow-Sonnenberg kann nur durch Stauung und Aufpressung verursacht worden sein, und zwar beim Rückzug der zweiten Vergletscherung während einer längeren Periode des Stillstandes. Denn der vorrückende Gletscher überschritt die vor seinem Ende aufgeworfenen Wälle und würde sie ausgewalzt und zerstört haben.

Sowohl Rückzug als Stillstand des Inlandeises sind natürlich nur relative Begriffe, da während einer im Allgemeinen als Stillstand resp. Rückzug gekennzeichneten Periode im Einzelnen zahlreiche, geringere Vorwärts- und Rückwärtsbewegungen stattgefunden haben werden. Dies theoretisch gegebene Moment muss ich verwerthen, um die für die Entstehung der Durchragungszone gegebene Deutung mit dem Umstande in Einklang zu bringen, dass Stauungen des Untergrundes nur an vorwärtsbewegten Gletschern beschrieben sind, was nicht ausschliesst, dass Aufpressungen auch an stillstehenden vorkommen. Nur das im Allgemeinen stationär werdende, im Speciellen doch noch bewegliche Gletscherende vermag die Grundmoräne und deren Liegendes allmählich zu Wällen aufzustauen[1]). »Eine neue Endmoräne kann sich erst dann wieder bilden, wenn das Gletscherende einige Zeit stationär bleibt, oder der Gletscher wieder etwas vorrückt«[2]).

Die Durchragungszone ist also im eigentlichen Sinne eine Staumoräne[3]). Die grossen Blöcke, die oberflächlich darauf liegen, stammen aus der Grundmoräne oder dem Innern des Eises, da das skandinavische Inlandeis wohl kaum eine Oberflächenmoräne besessen hat. Dieselben treten an Bedeutung sehr zurück im Verhältniss zu dem geschichteten Inneren, wie es ja nach den Schilderungen von Agassiz und Penck mehrfach auch an alpinen

---

[1]) Vergl. Penck, l. c. S. 117.

[2]) Heim, Gletscherkunde S. 361.

[3]) Berendt im Referat Neues Jahrb. f. Min. 1881, I, S. 423.

recenten und diluvialen Gletschern der Fall ist und war. Die Stauung und Aufpressung des Kernes der Moräne und die Aufschüttung der Blöcke sind gleichaltrig; ersteres ist das topographisch und geologisch bedeutsamere, letzteres nur ein begleitender Nebenumstand.

In Beziehung zu der Joachimsthaler »Endmoräne« ist die Pasewalk-Brüssower Durchragungszone eine weiter zurückliegende Etappe der sich aus Norddeutschland in NO.-Richtung zurückziehenden zweiten Vergletscherung. Die geologischen und topographischen Verhältnisse der ersteren sind durch BERENDT und WAHNSCHAFFE [1]) eingehend geschildert worden. Dieselbe ist nach diesen Forschern z. Th. auf den Oberen Geschiebemergel aufgesetzt, jünger als derselbe und als eine Bildung der Abschmelzperiode der zweiten Inlandeisbedeckung anzusehen. In dieser Beziehung steht sie in scharfem Gegensatz zu der Brüssower Durchragungszone: erstere ist oberdiluvial und durch Aufschüttung, letztere zum grossen Theil unterdiluvial (im BERENDT'schen Sinne) und durch Stauung und Aufpressung entstanden. Dieser sehr auffallende Unterschied verliert etwas von seiner Schärfe, wenn man bedenkt, dass es erst 1888 in einem sehr beschränkten Gebiet (Fürstenwerder, Tornowhof und Lichtenhagen, Wendorf und Lichtenberg, O. Boitzenburg) BERENDT und WAHNSCHAFFE gelang, für die Endmoräne oberdiluviales Alter darzuthun. Es wäre sehr wohl möglich, dass innerhalb der bei weitem grösseren Strecke zwischen Oderberg und Boitzenburg neben und zugleich mit der Aufschüttung auch Stauung und Aufpressung des Untergrundes an der Bildung der Endmoräne Theil hätten. Die von BERENDT und REMELÉ bei Liepe [2]) beobachteten Einlagerungen von grauem Geschiebemergel, über und unter welchem Gerölle vorkommen, würden alsdann ihre Analoga haben in den Geschiebemergelbänken, die von mir in den Aufschlüssen an der Schmöllner Chaussee, im Durchragungszug Battin, Menkin-Berkholz und N. Züsedom als eingeschaltet in die Geröll- und Sandmassen beobachtet wurden, welche alsdann noch von Oberem Geschiebe-

[1]) Dieses Jahrb. 1887, S. 300 ff. und 363 ff.

[2]) BERENDT, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, S. 804—887 und REMELÉ, Ebenda, S. 1014—21.

mergel bedeckt werden. Dieselben beweisen, dass die ganze Schichtenfolge sich in der Nähe des Gletschers während mehrfacher Oscillationen seines Endes abgelagert hat, bevor sie dann von der Grundmoräne der zweiten Vergletscherung ganz überschritten wurde [1]. Zudem geben die beiden Forscher das Zusammenvorkommen von Terrainwallung und Moränenaufschüttung für kürzere oder längere Strecken zu, denn sie sagen [2]: Die Endmoräne »ist demnach nicht durch Flötzgebirgsfalten und regelmässig auftretende Wellen des Unteren Diluviums bedingt, wie dies E. Geinitz für die mecklenburgischen Geschiebestreifen annimmt, denen er einen endmoränenartigen Charakter zuschreibt. Wohl kommen Fälle vor, wo auch die Endmoräne für kürzere oder längere Strecken, namentlich mit letztgenannter Wallung in gewisser Beziehung steht; bis jetzt ist aber noch nicht nachweisbar, welche von beiden Erscheinungen als Ursache, welche als Wirkung zu betrachten ist.«

Ich glaube, dass dies nach der vorausgegangenen Betrachtung über das Zustandekommen von Endmoränen nicht zweifelhaft ist; beide Erscheinungen verdanken der gleichen Ursache, dem Stillstande des Inlandeises, ihr Dasein und sind nur verschiedene Bethätigungen desselben Phänomens. In dieselbe genetisch als einheitlich aufzufassende Moräne können Durchragungs- und Aufschüttungszüge fallen und, obwohl stratigraphisch verschieden, derselben Endursache ihre Entstehung verdanken.

Ich muss daher die von Geinitz häufig erörterte Thatsache, dass Flötzgebirgsfalten und Durchragungen Unteren Diluviums vielfach in die Geschiebestreifen fallen, als wichtig für die Entstehung der Endmoränen, so weit sie durch Stauung zu erklären ist, betrachten und nochmals hervorheben, dass das Gleiche für die Brüssower Durchragungszone der Fall ist. Jedoch fasse ich den causalen Zusammenhang zwischen Moränenwallung und Flötzgebirgsfalten nicht so auf, dass die Endmoränen (»Geschiebestreifen«) blosse Aufschüttungen auf bereits vorhandene, in hercy-

---

[1]) Ein Gleiches ist für das von Laufer gegebene Profil von Brusendorf der Fall. h. l. S. 190.

[2]) l. c. S. 370.

nischem Sinne streichende Flötzgebirgsfalten sind, sondern bin vielmehr geneigt, diese auffallende Thatsache, soweit sie nicht in manchen Fällen auf Zufall beruht, der gleichen Ursache, dem einseitig lastenden Eise zuzuschreiben.

Ueber die Beziehungen der Pasewalk-Brüssower Durchragungszone zu den BOLL'schen und GEINITZ'schen »Geschiebestreifen« eine bestimmte Ansicht auszusprechen, reichen die Beobachtungen nicht aus. Jedoch ist soviel bereits klar, dass die Bezeichnung »Geschiebestreifen«, soweit darunter endmoränenartige Bildungen verstanden werden sollen, nicht weiter in dem GEINITZ'schen ausgedehnten Sinne gebraucht werden darf. Die von WAHNSCHAFFE [1]) unterschiedenen Typen der Grundmoränen- und Endmoränen-Landschaft, welche sich mit meinem »Gebiet grösster Oberflächenausdehnung des oberdiluvialen Geschiebemergels« und »Zone grösster Oberflächenausdehnung von Sand-, Grand- und Geröllmassen« decken, kommen nach GEINITZ in seinen Geschiebestreifen nebeneinander vor. Die Trennung dieser beiden Typen ist jedoch für die theoretische Erkenntniss der Oberflächenverhältnisse durchaus nothwendig, da sie sowohl topographisch als stratigraphisch verschieden sind. Die Endmoränenlandschaft, mag sie sich nun durch Stauung, Aufschüttung oder durch Beides zu gleicher Zeit bilden, ist durch den Stillstand des Gletschers entstanden; die Grundmoränenlandschaft hat dagegen ihre Modellirung unter dem Eise und während langsamen Rückschreitens des Eises erhalten. Erstere markirt sich durch eine zugartige Anordnung der Kämme und Geröllmassen, letztere durch ein wirres, total richtungsloses Nebeneinander zahlloser Hügel. Die Grundmoränenlandschaft erscheint auf den Sectionen Wallmow und Brüssow in ausgeprägter Weise ausserhalb der Brüssower Durchragungszone nach SW. zu.

Nach der NO.-Seite hin muss ich den BOLL'schen Geschiebestreifen III (GEINITZ I), falls man für ihn die Bedeutung einer Endmoräne in Anspruch nimmt, durch Abzug der Gegend von Retzin, Bagemühl, Wolschow, Menkin, NO. Rossow und O. Zerrenthin noch weiter einengen, da die hier vorhandenen Block-

[1]) Dieses Jahrb. 1887, S. 163.

anhäufungen einem wesentlich anderen Vorgange, der Thalbildung[1]) der Randow, ihre Entstehung verdanken. Diese kaum bestreitbare Thatsache hat mir die Vermuthung nahegelegt, dass der ganze Geschiebestreifen III Boll's von Sülz bis Pasewalk, der sich an die Grenze zwischen Mecklenburg und Vorpommern hält, in gleicher Weise entstanden ist, einerseits durch die Thalbildung des »Landgrabens«, der Tollense, Trebel und Recknitz selbst, andererseits dadurch, dass die angrenzenden Ränder der Hochfläche bei der Erosion in Mitleidenschaft gezogen wurden, wozu ich bemerken muss, dass z. B. die südwestlichen Hänge dieses Thales bei Friedland und Treptow und das ganze Gebiet NO. desselben durch eine bedeutend geringere Meereshöhe und durch sehr flachwellige Terraingestaltung von der in SW. angrenzenden Hochfläche ausgezeichnet sind. Die genaue Untersuchung dieser Verhältnisse steht noch aus; trotzdem habe ich geglaubt, diese Vermuthung nicht unterdrücken zu sollen. — Dagegen glaube ich voll berechtigt zu sein, die »Bergkaveln« und Bröhmer Berge etc. zwischen Friedland und Strasburg als die Fortsetzung der Brüssower Durchragungszone zu betrachten. Weiter nach NW. ist der Geschiebestreifen II (Geinitz), dem dieselben angehören, sehr hypothetisch und kaum als solcher zu bezeichnen, da er nach Geinitz auf der ganzen Strecke bis in die Nähe von Rostock nur durch nicht zusammenhängende Blockanhäufungen bei Dargun, Gnoien und Tessin angedeutet erscheint. Mit Berendt und Wahnschaffe kann ich ferner das Hereinziehen des Helpter Berges in einen Geschiebestreifen III nicht billigen; nach den in der Literatur vorhandenen und eigenen Beobachtungen ist derselbe nur eine colossale, aber isolirte Aufragung; bevor seine directe Zugehörigkeit zu einer Durchragungszone nicht bewiesen wird, sind die vielen Blöcke aus dem Oberen Geschiebemergel, die an seinen südlichen und nördlichen Hängen auftreten, an und für sich für eine »endmoränen-artige Bildung« nicht verwerthbar, da sie auch häufig an anderen Stellen vorkommen, wo an derartiges nicht zu denken ist.

---

[1]) h. l. S. 178.

Hiernach scheint es immerhin fraglich, ob das grosse Gebiet zwischen der Brüssower Durchragungszone und der Joachimsthaler Endmoräne (Geschiebestreifen IV) überhaupt noch von zusammenhängenden Endmoränen durchschnitten wird; soweit es in die Umgegend von Prenzlau besonders NO. dieser Stadt fällt, sind dieselben nicht bekannt geworden. An die Stelle der Durchragungszone treten hier die Durchragungszüge und -Kämme Battin, Pencun, Carmzow-Wollin, Pasewalk-Malchow, Gr.-Lunow u. s. w. in einer Zone, die sich jedoch mehr der Brüssower Moräne anschliesst, während sie auf der NO.-Seite der Joachimsthaler zu fehlen scheinen. Der Charakter der in diesem Gebiet herrschenden Grundmoränenlandschaft wird durch sie nur in sehr geringem Grade modificirt [1]), da sie nur schmale und selten über das umliegende Terrain bedeutend aufsteigende Rücken bilden.

Die Durchragungszüge Gr.-Lunow, Hohen-Sprenz sind von Geinitz [2]), die von Pasewalk-Dauer, Wilsikow-Taschenberg, Carmzow-Wollin von Berendt [3]) für Åsar erklärt worden. Beide Autoren weichen jedoch betreffs des Alters und der Entstehung dieser Züge sehr wesentlich von einander ab. Deshalb und weil ich in dem unter der Bearbeitung der Kgl. geologischen Landesanstalt stehenden Gebiet zuerst auf diese Bildungen aufmerksam gemacht habe, glaube ich hier zu einer Meinungsäusserung berechtigt zu sein.

Nach Geinitz gehören sie der zweiten, nach Berendt der ersten Vergletscherung an.

Letzterer begründet seine Annahme durch die Beobachtung, dass der Obere Geschiebemergel über die Züge weggeht. Sie sind also zweifellos unterdiluvial im Berendt'schen Sinne. Die von Berendt gegebene stratigraphische Eintheilung des Diluviums in Oberes und Unteres (Oberes bezeichnet nur den Geschiebemergel

[1]) Wenn ich im Folgenden die Durchragungszüge auf demselben Wege entstehen lasse wie die Durchragungszonen, so beeinträchtigt dies also nicht die Anwendung des Terminus Grundmoränenlandschaft auf dieses Gebiet.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1886, S. 654.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1888, S. 483.

und über ihm lagernde Sande) hat jedoch in Folge der Arbeiten von Geinitz [1]) und Keilhack [2]) einer theoretischen Gliederung Platz gemacht, die von dem Vorhandensein einer Interglacialzeit ausgehend, ein bedeutendes Schichtensystem, welches das directe Liegende des Oberen Geschiebemergels bildet, beim Vorrücken der zweiten Vergletscherung entstehen lässt und als jungglacial betrachtet. Dies ist der Grund für die Geinitz'sche Altersstellung gewesen. Ist nun die ältere Berendt'sche Eintheilung für die praktische Kartirung unentbehrlich, so muss ich jedoch der theoretisch sehr wohl begründeten neueren Gliederung, namentlich bei einer rein theoretischen Erörterung, Rechnung tragen und schliesse mich daher Geinitz an: die theoretische Wahrscheinlichkeit spricht für ein jungglaciales Alter des Kernes der sogenannten Åsar [3]). Falls man dasselbe zugiebt, müssten sie nach der Holst-schen Theorie, die Berendt auf sie anwendet, auf den Oberen Geschiebemergel aufgesetzt sein und ihr Streichen senkrecht zur Richtung der jungglacialen Endmoräne, also NO.—SW. gehen. Ersteres ist nicht der Fall und letzteres nur in sehr beschränktem Sinne (vergl. die Tabelle S. 189).

Angenommen, der Kern der Durchragungen wäre altglacial, was, wie gesagt, für den grössten Theil desselben theoretisch nicht wahrscheinlich ist, so müssten die Kämme als Producte des Rückzugs der ersten Vergletscherung aufgefasst werden, und — die zweite Vergletscherung ist über dieselben hinweggegangen, ohne sie zu zerstören. Einem Gletscher legen wir die Kraft bei, Moränenwälle vor sich aufzustauen, Gesteinsbänke zu Localmoränen zu verarbeiten, ganze Schichtenfolgen des Tertiär und der Kreide zu falten und ineinander zu quetschen [4]), mächtige Schuttmassen aus den Thälern zu entfernen [5])! Dürfen wir da einem mit solcher Kraft

---

[1]) Die mecklenburgischen Höhenrücken etc. S. 308.

[2]) Dieses Jahrb. 1884, S. 238.

[3]) Vergl. die Ausführung über Geschiebemergelbänke in den Geröllmassen des Geschiebewalles. S. 52.

[4]) Berendt, Kreide und Tertiär von Finkenwalde. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1884, S. 869 ff.

[5]) Heim und Penck, Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1886, S. 168.

ausgestatteten Agens die Fähigkeit zutrauen, aus lediglich lockerem Material bestehende Terrainerhebungen in der den Durchragungszügen eigenthümlichen Regelmässigkeit nicht zu zerstören? Könnten wir diese berechtigte Frage bejahend beantworten, so müssten wir uns vorher eines grossen Theiles der uns geläufigen Anschauungen über die Gletscherthätigkeit entschlagen.

Die Thatsache, dass sich die Durchragungs-Züge und -Kämme stratigraphisch ebenso verhalten, wie die als Staumoränen erkannten Durchragungszonen, ja dass in ihnen, entsprechend der grösseren Schroffheit ihrer äusseren Form, die Schichtenstörungen bedeutend energischer sind, lässt für die Genese derselben wohl die gleiche Ursache wahrscheinlich erscheinen. Die Durchragungs-Züge und -Kämme sind, so glaube ich, beim Rückzuge der zweiten Vergletscherung während kürzerer Perioden des Stillstandes entstanden. Die Blöcke auf den Durchragungskämmen sind ebenso, wie auf den Zonen die Vertreter des Geschiebemergels. Die Durchragungszonen repräsentiren die grossen, die Durchragungs-Züge und -Kämme die kleinen Pausen im Rückzuge des Inlandeises.

Dem hiergegen möglichen Einwurf, die Durchragungszüge streichen mehrfach nicht genau in der Richtung der Staumoräne, sogar bisweilen in NO.—SW., erwidere ich, dass in dem fraglichen Gebiet die Mehrzahl der Züge sich sehr der NW.—SO.-Richtung nähert, und dass in den einzelnen Durchragungen der im Allgemeinen NW.—SO. streichenden Brüssower Durchragungszone die Richtungen NNW.—SSO. und N.—S., wie auch in der Durchragung Heinrichshof-Neuenfeld NW.—SO., NNW.—SSO. und NO.—SW. vertreten sind. Zudem ist es ja klar, dass das Gletscherende während des von kurzen Stillstandsperioden unterbrochenen Rückzuges keinen geradlinigen Verlauf, sondern vielfach weitvorgestreckte Ausläufer und tiefe Einbuchtungen besass [1]), welche natürlich den einzelnen Stauwällen eine von der allgemeinen im Speciellen abweichende Richtung geben mussten.

---

[1]) Auf ähnliche Weise erklärt Geinitz die seine Geschiebestreifen verbindenden Querriegel.

Ausserdem wird jeder seitlich wirkende Druck nicht blos Falten aufpressen, die senkrecht zur Druckrichtung stehen, sondern, obwohl untergeordnet, auch solche, die in spitzem Winkel die Hauptrichtung schneiden oder gar senkrecht zu ihr stehen, entsprechend dem ungleichmässigen Widerstand der gestauten Massen.

Diese beiden Agentien, der unregelmässige Verlauf des Gletscherendes und der nothwendig nicht in einheitlicher Richtung vor sich gehende Ausgleich zwischen dem Druck des Eises und dem Widerstand der Unterlage, namentlich in ihrer Combination, genügen, glaube ich, um das von der allgemeinen NW.—SO.-Richtung mehrfach abweichende Streichen einzelner Durchragungszüge zu erklären.

Als Beweisgründe, die Durchragungskämme als Åsar zu bezeichnen, werden von Geinitz und Berendt namentlich 3 Punkte angegeben: die kammartige Längserstreckung, die eigenthümliche Gabelung und der Umstand, dass sie mehrfach von thalartigen Rinnen begleitet werden. Die Kammbildung ist nach meiner Anschauung eine Folge der Aufsattelung resp. Steilstellung der Schichten durch Stauung und Aufpressung; die Gabelungen haben ihre Analoga in den V-förmigen Durchragungen bei Grimme und Heinrichshof, und endlich den dritten Punkt erkläre ich dadurch, dass dort, wo sich ein Sattel befindet, auch eine Mulde sein muss, in welcher sich nothwendigerweise die Gewässer sammeln werden. Berendt stützt sich ferner darauf, dass de Geer[1]) in Schonen Åsar beschrieben hat, die von Geschiebemergel z. Th. bedeckt werden. de Geer wird mir zugeben, dass dieselben keine typischen Åsar sind, und dass topographisch ähnlich aussehende Dinge ihrer geologischen Entstehung nach verschieden sein können.

E. Geinitz würde die Durchragungskämme Menkin-Berkholz, Battin und Pencun wohl für Kames erklären, da sie nahezu NW.—SO. streichen. Dieselben verhalten sich jedoch stratigraphisch ganz gleich, wie alle anderen Durchragungszüge und wie die einzelnen Durchragungen der Durchragungszone. Ausser-

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1885, S. 187.

dem sind alle Uebergänge in den Streichrichtungen von NW.—SO. nach NO.—SW. vorhanden, so dass kein Grund vorliegt, wegen des Vorkommens von zwei auf einander senkrechten Richtungen die einen Åsar, die anderen Kames zu nennen.

Es erscheint mir daher aus vorliegenden Gründen vor der Hand gerathener, Bezeichnungen wie Åsar und Kames nicht auf norddeutsche Verhältnisse zu übertragen. Mit der Einführung dieser Bezeichnungen hat man ja im Grunde auch wenig gewonnen, da über die Entstehung der typischen Åsar und Kames die Meinungen noch hin- und herschwanken [1]).

Als Resumé der vorliegenden theoretischen Betrachtung möge Folgendes dienen:

Die Durchragungszone Friedland-Strasburg, Pasewalk-Brüssow, Sonnenberg-? und die angrenzenden Durchragungs-Züge und -Kämme sind der Hauptsache nach durch Stauung und Aufpressung des Untergrundes und zum geringsten Theil durch Blockaufschüttung beim Rückzuge der zweiten Vergletscherung entstandene endmoränenartige Bildungen.

Nehmen wir an, dass die zweite Inlandeisbedeckung Norddeutschlands den Hauptantheil an der Specialmodellirung der

---

[1]) Das neueste Heft der Geologiska Föreningens XI, 2, 1889 bringt uns eine neue Theorie über die Entstehung der Åsar von P. W. Strandmark.

Holst (Geol. Fören. III, p. 112) kommt zu folgendem Resultat:

»Die »Rullstensåsar« sind in fliessendem Wasser entstanden.

Kein fliessendes Wasser besass die Kraft, den Inhalt der Åsar zu der bedeutenden Höhe zu heben, in welcher es so oft vorkommt.

Das Material musste daher von dem Eise in die Höhe gehoben werden, von dort niedergeführt und im Ås angehäuft werden, ungefähr in der Art, in der es im Vorgehenden geschildert worden.«

Strandmark (l. c. p. 111) erhält folgendes Resultat:

»Die unter dem abschmelzenden Inlandeise abfliessenden Gletscherwässer haben die Richtung gehabt, welche die Åsar jetzt zeigen.

Die Åsar bildeten sich unter dem Eise aus dessen Flüssen.

Das Nachrücken des Inlandeises bewirkte an manchen Stellen eine Erniedrigung der Åsar, wodurch sich die »Rullstens-Felder« vor den Gletscherthoren bildeten.«

Oberflächenformen hat, so lassen sich die verschiedenen hierbei thätigen Factoren folgendermaassen gruppiren:

A. Wirkungen des vorrückenden Inlandeises.

1. Aufschüttung } durch die Gletscherwässer.
2. Erosion }
3. Stauung und Aufpressung vor dem Gletscherrande.
4. Umgestaltung der gebildeten Terrainunterschiede unter dem vordringenden Eise.

B. 5. Ablagerung der Grundmoräne.

C. Wirkungen des rückschreitenden Inlandeises.

6. Umgestaltung der gebildeten Terrainunterschiede unter dem rückschreitenden Eise.
7. Stauung und Aufpressung vor dem Gletscherende.
8. Erosion } durch die Gletscherwässer.
9. Aufschüttung }

Durch die Combination dieser neben- und nacheinander thätigen Factoren, deren Wirkungen sich z. Th. summiren, z. Th. aufheben, entstand die jetzige Oberfläche. In der gegenseitigen Abwägung ihrer für getrennte Gebiete jedenfalls verschiedenen Bedeutung liegt die Lösung des Problems der speciellen Oberflächengestaltung.

In dem vorliegenden Aufsatze habe ich namentlich den Factor 7 — Stauung und Aufpressung vor dem Gletscherende — als ein für das fragliche Gebiet bedeutungsvolles Moment hervorheben wollen. Die Erosion und Aufschüttung durch die Gletscherwässer des rückschreitenden Inlandeises treten hier auffallenderweise an Bedeutung im Verhältniss zu diesem Factor sehr zurück. Zweifellose oberdiluviale Sande wurden nämlich nur in einem beschränkten Gebiet bei Fahrenwalde SW. der Brüssower Durchragungszone beobachtet. Ferner ist es bemerkenswerth, dass die Rinnen, deren Richtung nahezu senkrecht zur Richtung der Durchragungs-Zone und -Züge steht, nur zum allergeringsten Theil der Erosion während der grossen Rückzugsperiode ihre Entstehung verdanken, da ihre Gehänge ebenfalls vom Oberen Geschiebemergel

bekleidet sind und Untere Sande häufig an ihren Rändern durchbrechen. Diese Rinnen dürften vielmehr in Folge der Erosion durch die Gletscherwässer des vorrückenden Inlandeises entstanden oder gar noch älter sein[1]).

Aus Ostpreussen waren mir bereits seit mehreren Jahren mehrere Durchragungszüge bekannt; im Sommer 1888 habe ich mich überzeugt, dass dieselben sich geologisch genau ebenso verhalten wie die Uckermärker, während sie topographisch nie als fortlaufende Kämme, sondern nur insofern gekennzeichnet werden, als in ihre Längserstreckung die in ihrer nächsten Umgebung höchsten Punkte fallen. Ihr Streichen ist ebenfalls vorwiegend NW.—SO. und untergeordnet nahezu N.— S.

Indem ich mir vorbehalte, auf diese Züge später zurückzukommen, stelle ich, um die Gleichheit der geologischen Verhältnisse in Ostpreussen und der Uckermark darzuthun, die in meinen Berichten niedergelegten kurzen Notizen zusammen:

Bereits im Jahre 1884 bemerkte ich, dass in dem Blatt Gallingen (Krekollen)[2]) unterdiluviale Sande »als langgestreckte Bänder, die in der Richtung von NW. nach SO. streichen«[3]), auftreten.

»Erwähnenswerth ist besonders ein Sandzug, der in nahezu NW.—SO.-Richtung von der Gegend westlich Kleiditten (Blatt Krekollen) — ca. 13 Kilometer lang und an Breite zwischen $1^1/_2$ und $^1/_3$ Kilometer schwankend — bis nördlich Prossitten (Blatt Siegfriedswalde) streicht. Obwohl mehrfach hochgelegene Punkte in diesen Sandzug fallen, tritt er als solcher in keiner Weise aus dem umliegenden Terrain hervor. Der Geschiebemergel legt sich nordöstlich und südwestlich sofort in bedeutender Mächtigkeit an, und so erscheint der Zug als eine wallartige Durchragung Unteren Sandes im Oberen Mergel«[4]). In diesen

---

[1]) Vergl. »Subglaciale« Entstehung der Seen nach Jentzsch, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1884, S. 700 und »Wasserläufe glacialen Alters« nach Wahnschaffe, Dieses Jahrb. 1887, S. 155.

[2]) Zwischen Heilsberg und Bartenstein gelegen.

[3]) Dieses Jahrbuch 1884, S. CIX.

[4]) Dieses Jahrbuch 1885, S. XCIII.

Durchragungszug fallen die östlichsten Ausläufer des Heilsberger Tertiär.

Die Kartirung ging dann auf Section Rössel über und ergab folgendes Resultat:

»Als Kern des östlichen Gudnicker Höhenvorsprunges stellt sich eine Geröllanhäufung mit eingeschobenen Spathsand- und Thonmergelmassen unterdiluvialer Stellung heraus, deren Liegendes grauer Geschiebemergel ist. Dieselbe muss als die nördliche Endigung eines in nordwest-südöstlicher (also senkrecht zur allgemeinen Streichrichtung des Höhenzuges) fast in geradliniger Richtung das Terrain durchsetzenden Geröllzuges betrachtet werden, der bis jetzt auf eine Strecke von 10 Kilometern, ohne sein südliches Ende zu erreichen, im östlichen Theil der Section Rössel und innerhalb der Section Heilige Linde verfolgt wurde. In ähnlicher Weise sind die westlichen Bischofsteiner Höhen durch einen gleichen Geröll- und Sandzug gleichfalls unterdiluvialer Stellung markirt, der in fast gleicher Richtung, allerdings stellenweise mit Unterbrechung, nach Angabe des Herrn Nötling, die Section Bischofstein quer durchsetzt und auch in der südwestlichen Ecke der Section Rössel angetroffen ist«[1]. »Die genannten Geröllzüge stellen sich dem bereits im vorjährigen Bericht innerhalb der Sectionen Krekollen und Siegfriedswalde erwähnten Sandzuge in allen Punkten an die Seite. Dieselben müssen als langgestreckte, sattelartige Emporwölbungen Unteren Diluviums, dem der Obere Diluvialmergel mantelartig anlagert, angesehen werden, jedenfalls sind sie eine sehr auffällige Erscheinung und für unsere Auffassung des geognostischen Baues des ostpreussischen Höhenzuges von hervorragendem Interesse«[2].

Hinzufügen muss ich noch, dass sich zwischen Gr.-Mönsdorf und Legienen (Blatt Rössel) in NNW.—SSO.-Richtung ein schmaler Durchragungszug erstreckt, der fast nur aus Thonmergel zusammengesetzt ist.

---

[1]) Dieses Jahrbuch 1886, S. LXXXIX.

[2]) l. c. S. XC.

Die Kartirung des Jahres 1887 [1]) hat den Heilige-Linder Durchragungszug auf eine Länge von 15 Kilometern, ohne sein südliches Ende zu erreichen, festgestellt.

Innerhalb eines Gebietes von einer Breite von 4 Messtischblättern sind also in Ostpreussen 4 auf lange Strecken aushaltende NW.—SO. streichende Durchragungszüge bekannt [2]).

---

[1]) Dieses Jahrbuch 1887, S. CVI.

[2]) In den Berichten über die Aufnahmen in Westpreussen (Dieses Jahrbuch 1885, S. LXXXVI u. f., 1887, S. XCVIII) beschreibt Jentzsch ähnliche Gebilde. Seine Anschauungen betreffs der Entstehung und Bedeutung derselben stimmen mit den meinigen z. Th. nicht überein. Ich gedenke in einer späteren Publication auf diesen Punkt einzugehen.

Ueber einige Lamellibranchiaten des rheinischen Unterdevon.

Von Herrn **L. Beushausen** in Berlin.

(Hierzu Tafel IV und V.)

Die vorliegende Arbeit enthält als vorläufige Mittheilung einige der Ergebnisse, welche die mich seit geraumer Zeit beschäftigenden Vorarbeiten zu einer umfassenden Darstellung der Lamellibranchiatenfauna des rheinischen Devon — mit Ausnahme der von Herrn Dr. Frech neuerdings einer speciellen Untersuchung unterzogenen Pectiniden und Aviculiden — geliefert haben.

Das gegenwärtiger Arbeit zu Grunde liegende Material befindet sich zum grössten Theil in der Sammlung der Königlichen geologischen Landesanstalt, *Prosocoelus* cf. *orbicularis* und *Grammysia Beyrichi* dagegen gehören der Sammlung des geologisch-palaeontologischen Instituts der hiesigen Universität an, deren Benutzung zum Zwecke der oben erwähnten Arbeit mir Herr Geheimrath Beyrich mit dankenswerthester Güte gestattete.

Genus **Modiomorpha** Hall.

Modiomorpha rotundata n. sp.

Taf. IV, Fig. 1, 1a, 2.

Schale schief-eiförmig, nach vorn stark verschmälert, flach gewölbt. Wirbel klein, kaum oder nicht vorspringend, weit nach vorn gelegen. Vorderrand vorspringend, kurz abgerundet, unter

dem Wirbel ein wenig eingezogen; Unterrand flachbogig, mit schwacher Einbiegung in der Mitte; Hinterrand steil zum Unterrand herablaufend und in denselben übergehend. Schlossrand gebogen, verdickt, breit, nach hinten schmaler werdend. Unter dem Wirbel der rechten Klappe eine schräge Grube, der ein gleichliegender Zahn der linken Klappe entspricht. Hinter dem Zahn sieht man auf dem Schlossrand mehrere demselben ziemlich parallel verlaufende grobe undeutliche Streifen, vermuthlich die Ausfüllung von zur Befestigung eines äusseren Ligaments dienenden Gruben [1]).

Vorderer Muskeleindruck in dem vorspringenden Schaltheil unter dem Wirbel gelegen, oval, scharf begrenzt, tief eingesenkt, hinter demselben eine breit-leistenförmige Verdickung der Schale. Hinterer Muskeleindruck wenig deutlich, gross, langgezogen, nahe dem Hinterrande gelegen. Mantellinie nur zum Theil deutlich sichtbar, dem Schalrande parallel verlaufend.

Die äussere Sculptur besteht aus sehr zahlreichen feinen concentrischen Streifen, welche die ganze Schale bedecken. In unregelmässigen Abständen treten zwischen ihnen einige stärkere Streifen auf, so besonders in der Nähe des Schalrandes.

Die stärkste Wölbung der Schale wird durch eine vom Wirbel zum Hinterende der Schale ziehende schwache Erhebung markirt.

Die vorliegende Art ist ein weiterer typischer Vertreter der artenreichen amerikanischen Gattung im Unterdevon. Sie schliesst sich am nächsten an die breiten Formen der *Modiomorpha concentrica* Conrad an, wie dieselben z. B. auf Tafel 36, Figur 4, 5, 6 und 10 von Hall abgebildet sind.

Es liegt ein Steinkern der rechten Klappe von Bodenrod bei Butzbach vor, sowie ein kleinerer der linken Klappe aus dem Conderthale.

Der grössere der beiden Steinkerne misst 47,4 Millimeter in der Breite und 43,6 Millimeter in der Höhe.

---

[1]) vgl. Hall, Palaeontology V, 1, Lamellibranchiata II, p. XXIII: ligament external, attached to the thickened margin of the shell, which is often longitudinally grooved for its reception.

Genus **Cucullella** Mc Coy.

Cucullella Mc Coy, Ann. and Mag. Nat. Hist., 2^d ser., vol. VII, p. 50, 1851.
Nuculites Conrad, Geol. Surv. New-York; Ann. Rept. p. 49, 1841 [1]).
— Hall, Pal. N.-Y., vol. V, 1, Lamellibranchiata II, p. XXVI, 1885.

In meiner Arbeit über den Oberharzer Spiriferensandstein [2]) hatte ich zu *Cucullella* nur solche Arten gestellt, welche eine scharfe, sich an den Schlossrand ansetzende innere Lamelle besitzen, dagegen einer den vorderen Muskeleindruck nach hinten begrenzenden »Verdickungsleiste« eine generische Bedeutung nicht beigelegt, sondern die dergleichen aufweisenden Arten zu anderen Gattungen — vorwiegend zu *Palaeoneilo* Hall — gestellt.

Herr Oehlert sagt nun in seiner neuesten Arbeit: Note sur quelques Pélécypodes dévoniens, in Bull. de la Société géolog. de France, 3e sér., t. XVI, p. 652:

»Beushausen a figuré sous les noms de Palaeoneilo des Polyodonta dont les moules rappellent sous certains rapports ceux que nous figurons; mais l'existence d'un pli interne oblique, accompagnant l'impression musculaire antérieure, les éloigne du genre Palaeoneilo pour les ranger très probablement dans le genre Nuculites.«

Ich nahm daher Veranlassung, diese Frage einer erneuten Untersuchung zu unterziehen, als deren Resultat das Folgende gelten kann:

In der Gattungsbeschreibung von *Cucullella* sagt Mc Coy:

»a strong internal septum extends from before the beaks to the posterior margin of the anterior adductor, forming a deep slit in the cast.«

Desgleichen heisst es bei Hall (l. c.):

»Anterior muscular scar deeply impressed, separated from the cavity of the shell by a vertical or slightly oblique

[1]) Trotz der Priorität des Conrad'schen Namens möchte ich denselben aus terminologischen Gründen ebensowenig anwenden, wie z. B. *Cypricardites.*

[2]) Abhandl. z. geolog. Specialkarte von Preussen etc. Bd. VI, Heft 1, p. 83.

clavicle, or partition, extending about twothirds the distance from the beak toward the base.«

Diese Angaben, sowie die Abbildungen und Beschreibungen der von Mc Coy und Hall zu *Cucullella* bezw. *Nuculites* gestellten Formen machen es ganz unzweifelhaft, dass beide Autoren diejenige Bildung meinen, welche von Formen des rheinischen Unterdevon *Nucula solenoides* Goldf. und *Nucula truncata* Stein. aufweisen. Diese stellt sich folgendermaassen dar:

Unter oder dicht vor dem Wirbel liegt im Innern der Schale eine senkrecht oder etwas schräg zur Längsaxe derselben stehende, gerade oder etwas gekrümmte, schmale und meist wie ein Messerrücken scharfe Lamelle, welche, ohne unmittelbar an den sehr flachen, nicht eingesenkten vorderen Muskeleindruck gebunden zu sein oder dessen Umriss zu folgen, sich mehr oder minder weit gegen den Unterrand der Schale herabzieht, ziemlich weit in die Höhlung derselben vorspringt und unten ziemlich plötzlich endigt.

Mit dem Schlossrand hängt sie unmittelbar zusammen, so zwar, dass derselbe an ihrer Ansatzstelle nach unten, gegen die Schalenhöhlung, nicht abgesetzt erscheint. Die Figuren 10a und 10b auf Tafel IV, welche das Innere von *Nucula solenoides* Goldf. nach Wachsabdrücken darstellen, werden dies deutlicher machen. Auch die Figuren 6, 7 und 8 auf Tafel 47 des Hall'schen Werkes können verglichen werden.

Genau wie bei *Nucula solenoides* Goldf. verhält sich die Lamelle auch bei *Nucula truncata* Stein., wie gut erhaltene, mir vorliegende Steinkerne beweisen, da aber von diesen wegen des bogenförmigen Verlaufs der Lamelle gute Abdrücke nicht zu erhalten waren, konnte ich eine Abbildung derselben nicht geben.

Als eine ganz verschiedene Bildung betrachte ich die stets an den Hinterrand des vorderen Muskeleindruckes gebundenen »Verdickungsleisten«, wie ich sie l. c. bezeichnet und von einer Anzahl von Arten beschrieben habe. In allen diesen Fällen hat man es mit einer durchaus nur der Schalenhöhlung angehörigen, sich nicht direct an den Schlossrand ansetzenden verdickten Partie zu thun, welche sich unmittelbar an den Hinter-

rand des in sie eingesenkten vorderen Muskeleindrucks anlegt — daher ihre stets gekrümmte Gestalt — und sich nach hinten und unten verflacht. In der Stärke variirt sie beträchtlich und erscheint bei manchen Formen nur ganz schwach angedeutet. Auf den Steinkernen markirt sie sich als eine vor dem Wirbel gelegene hakenförmige mehr oder minder ausgeprägte Vertiefung, welche nach vorn von der Ausfüllung des vorderen Muskeleindrucks begrenzt wird.

Diese Bildung erinnert durchaus an die bei jüngeren und recenten Lamellibranchiaten so vielfach vorkommenden Schwielen hinter dem vorderen Muskeleindruck, wie sie, ganz ähnlich ausgebildet wie bei den in Frage stehenden palaeozoischen Formen, z. B. bei Arten von *Arca*, *Nucula*, *Astarte*, *Crassatella*, *Cardium*, *Cytherea* etc. vorhanden sind, und ich glaube daher die »Verdickungsleisten« der palaeozoischen Formen als eine gleichartige Bildung ansprechen zu dürfen, während die Lamelle bei den *Cucullella*-Formen sich schlechterdings nicht damit vergleichen lässt[1]).

Die auf Tafel IV, Figur 10c abgebildete Innenansicht einer der *Palaeoneilo polyodonta* Roem. nahestehenden Form zeigt die Art des Auftretens der »Verdickungsleisten« und lässt den Unterschied gegenüber den in Fig. 10a und 10b gezeichneten *Cucullella*-Lamellen deutlich erkennen.

Mit Rücksicht auf die untergeordnete Bedeutung, welche dergleichen Anschwellungen bei den jüngeren und recenten Zweischalern haben und bei den im Uebrigen völlig sich an *Palaeoneilo* und andere Gattungen anschliessenden Charakteren der dieselben aufweisenden palaeozoischen Formen — ich erinnere z. B. an das Vorhandensein der für *Palaeoneilo* so charakteristischen Schalsculptur — glaube ich daher meine frühere Ansicht, dass jenen »Verdickungsleisten« der Werth eines Gattungsmerkmals nicht beizulegen sei, in vollem Umfange aufrecht erhalten zu sollen[2]).

---

[1]) Auch die im Uebrigen recht ähnliche Lamelle mancher *Cucullaea*-Arten schliesst sich in ihrem Verlauf eng an den Vorderrand des hinteren Muskeleindrucks an und nimmt ihren Ursprung ausserdem nicht am Schlossrande, sondern in der Schalenhöhlung unterhalb des Wirbels.

[2]) Dass dergleichen Bildungen auch bei amerikanischen *Palaeoneilo*-Formen nicht fehlen, beweisen die Figuren 25 und 26 auf Tafel 48, 10 und 11 auf Taf. 49, 24 und 29 auf Taf. 50 des Hall'schen Werkes.

Zu *Cucullella* würden nach dem Vorstehenden von bereits beschriebenen Arten des rheinischen (und Harzer) Unterdevon nur *Nucula solenoides* Goldf. und *Nucula truncata* Stein. zu rechnen sein, während *Nucula prisca* Goldf. = *Cucullella tenuiarata* Sandb., *Cucullella tumida* Sandb. und vielleicht — nach der Abbildung zu urtheilen — die von Sandberger später mit *Nucula solenoides* = *Cucullella cultrata* Sandb. vereinigte *Nucula brevicultrata* Sandb. anderen Gattungen zuzuweisen sein würden.

Mit *Cucullella* sind übrigens wahrscheinlich *Adranaria* Munier Chalmas, *Clidophorus* Hall und *Cadomia* de Tromelin zu vereinigen, während *Redonia* Rouault durch den Typus der *C. truncata* Stein. und *C. triquetra* Conrad gleichfalls mit ihr verknüpft zu sein scheint.

Cucullella affinis n. sp.

Taf. IV, Fig. 8.

Schale querverlängert, nach hinten verschmälert, flach gewölbt. Wirbel vor der Mitte gelegen, wenig oder nicht vorragend. Vorderrand kurz, schräg, fast geradlinig, mit dem stark geschwungenen Unterrand zusammenstossend. Hinterende der Schale abgerundet. Gesammt-Umriss an *Leda*-Arten erinnernd. Schloss mit zahlreichen kleinen Zähnen, welche sich bis etwa zur Mitte zwischen Wirbel und Hinterende erstrecken. Unmittelbar unter dem Wirbel befindet sich eine starke, gerade, nach unten etwas breiter und flacher werdende Lamelle, die etwas unter der Schalenmitte endet.

Mantellinie und Muskeleindrücke undeutlich.

Die Sculptur besteht aus feinen, dicht stehenden concentrischen Streifen, zwischen welche sich hier und da ein wenig kräftigere einschieben.

Von *Cucullella solenoides* Goldf. sp. unterscheidet sich die vorliegende Art durch die im Verhältniss zur Breite viel bedeutendere Höhe und die stark gekrümmte Gestalt der Schale.

Am nächsten stehen unserer Art noch die kurzen Formen mit flachbogigem Unterrand, wie sie besonders im Unterdevon des Oberharzes auftreten, aber auch im rheinischen Unterdevon nicht

fehlen, während die bei Singhofen anscheinend allein vorhandene, verhältnissmässig niedrige, stark quer verlängerte Form sich erheblich weiter von ihr entfernt.

Von Singhofen liegt ein Steinkern der linken und ein Abdruck der rechten Klappe vor. Der erstere misst 42 Millimeter in der Breite und 16,7 Millimeter in der Höhe, der letztere 42,5 bezw. 17,6 Millimeter.

Die Dimensionen zweier mittelgrossen Exemplare von *C. solenoides* sind dagegen: 46,8 Millimeter Breite, 11,6 Millimeter Höhe, bezw. 47,5 Millimeter und 12,8 Millimeter. Das grösste mir vorliegende Exemplar von Singhofen misst 60,8 zu 15,5 Millimeter.

Genus **Palaeoneilo** Hall.

Palaeoneilo n. sp.

Taf. IV, Fig. 5.

Schale gewölbt, eiförmig, querverlängert. Wirbel ziemlich dick, etwas vorspringend, eingebogen, schräg nach vorn gerichtet, vor der Mitte gelegen. Vorderrand abgerundet, in den flachbogigen Unterrand übergehend, der hinten plötzlich schräg und geradlinig in die Höhe steigt und mit dem sanft gebogenen verlängerten Schlossrande fast rechtwinklig in einer stumpfen Ecke zusammenstösst. Auf dem gekrümmten Schlossrande stehen gegen 60 schräge, nach der Mitte zu kleiner werdende Zähne, welche, zu zwei Reihen angeordnet, sich in ähnlicher Weise übereinanderschieben, wie dies Hall, Palaeontology V, 1, Lamellibranchiata II auf Tafel 48, Fig. 26, und Tafel 50, Fig. 36 und 46 abbildet. Eine Ligamentgrube ist zwischen den zwei Zahnreihen nicht vorhanden.

Muskeleindrücke und Mantellinie sind nicht deutlich zu erkennen, ebenso wenig die Schalsculptur. Eine Anschwellung hinter dem vorderen Muskeleindruck war bei vorliegender Form nicht vorhanden.

Obwohl bei dem Fehlen eines Abdrucks der Schale das Vorhandensein der charakteristischen Sculptur vieler *Palaeoneilo*-Arten

— concentrische Rippen in regelmässigen Abständen, welche über eine diagonale Kante in mehr oder weniger stumpfem Winkel auf dem hinteren abgeflachten Theil der Schale fortsetzen — nicht festzustellen ist, bestimmt mich doch die übereinstimmende Schlossbildung sowie die auf das Vorhandensein einer diagonalen Kante und einer hinteren zusammengedrückten Schalpartie deutende Abstutzung des Hinterendes der Schale, die vorliegende Form zu *Palaeoneilo* zu stellen.

Von ähnlichen Arten kommen vor Allem die SANDBERGER'sche *Nucula unioniformis* und STEININGER's *Nucula primaeva* in Betracht. Von beiden unterscheidet sich die vorliegende Form auf den ersten Blick durch die oben beschriebene Abstutzung des Hinterendes der Schale, welche bei jenen Arten abgerundet erscheint, von *Nucula unioniformis* SDB. ausserdem durch die kleineren und in bedeutend grösserer Zahl vorhandenen Schlosszähne. Ueber das Schloss von *Nucula primaeva* STEIN. geben die mir vorliegenden zahlreichen Exemplare von Daleiden keine genauere Auskunft.

Es liegt leider nur ein Steinkern der rechten Klappe von Coblenz vor. Ein zweiter, verdrückter Steinkern aus den Unteren Coblenz-Schichten von Zenscheid in der Eifel dürfte vielleicht derselben interessanten Art angehören, deren Benennung ohne Kenntniss der Schalsculptur mir jedoch nicht rathsam erscheint.

Die Dimensionen des der Beschreibung und Abbildung zu Grunde liegenden Exemplars sind 27,5 Millimeter in der Breite und 14,7 Millimeter in der Höhe [1]).

---

[1]) Da die von mir für *Palaeoneilo*-Arten des Oberharzer Unterdevon verwandten Bezeichnungen *P. brevis*, *attenuata* und *elongata* (Abh. z. geol. Spec.-Karte v. Preussen etc. Bd. VI, Heft 1, S. 79, 80, 81) bereits von J. HALL (Preliminary Report 1870 und Tafeln m. Tafelerklärungen zu Pal. N.-Y. V, 1, 1883) vor mir vergeben waren, wie sich nach Erscheinen des HALL'schen Werkes herausstellte, so schlage ich vor, die von mir beschriebenen Arten als *P. curta*, *trigona* und *oblongata* zu bezeichnen. Da ferner der *Mytilus abbreviatus* THURMANN (*Lethaea Bruntutana* S. 220, Taf. XXIX, Fig. 3) eine echte *Modiola* ist, so mag die von mir so bezeichnete Art (l. c. S. 62) *M. Danerti* heissen.

Genus Schizodus King.

Schizodus peregrinus n. sp.

Taf. IV, Fig. 7a, 7b, 11.

Umriss der Schale trapezförmig. Wirbel nahe dem Vorderrande gelegen, klein, nicht vorspringend. Vorderrand vorspringend, abgerundet, Unterrand flachbogig, nahe dem Hinterende ein wenig eingezogen. Hinterrand zuerst parallel dem Unterrand, dann schräg bogig abgestutzt, eine spitze Hinterecke bildend. Vom Wirbel zur Hinterecke verläuft eine scharfe Kante. Der Bau des Schlosses entspricht völlig dem der übrigen devonischen Arten.

Die Sculptur besteht aus einfachen, scharfen, dichtgedrängten concentrischen Rippen, welche spitzwinklig über die Diagonalkante fortsetzen, hinter derselben aber zahlreicher und feiner sind.

Vorderer Muskeleindruck rundlich, dicht unter der Schlossplatte gelegen, hinterer Muskeleindruck auf dem durch die Diagonalkante abgegrenzten hinteren Schalentheil, etwas grösser als der vordere. Der kleine Fussmuskeleindruck über dem vorderen Muskeleindruck ist nicht zu erkennen. Mantellinie undeutlich.

Der vordere Theil der Schale mit dem vorderen Muskeleindruck ist abgeplattet, wie der Schlossrand, erst unter dem Wirbel beginnt der eigentliche Hohlraum der Schale.

Es steht diese Art dem *Schizodus carinatus* Roemer aus dem Unterdevon des Oberharzes sehr nahe, unterscheidet sich jedoch von demselben auf den ersten Blick durch die kürzere und höhere Schale, ein Merkmal, welches mit Rücksicht darauf, dass die Gestalt der Schale bei unverdrückten alten und jungen Exemplaren von *Schizodus carinatus* sich wesentlich gleich bleibt, zur Abtrennung der rheinischen Form wohl berechtigen dürfte. Es liegen ein wohlerhaltener Steinkern der rechten Klappe und ein zweiklappiger Abdruck von Coblenz vor. Die Breite des ersteren beträgt 21,7 Millimeter, die Höhe 11,6 Millimeter.

Den echten Roemer'schen *Schizodus carinatus*, welcher hier anscheinend durch *Sch. peregrinus* vertreten wird, habe ich aus

dem rheinischen Unterdevon bis jetzt noch nicht zu Gesicht bekommen, obwohl er in der Literatur mehrfach angeführt wird. Was in Sammlungen als *Sch. carinatus* bezeichnet ist, sind meist äussere Abdrücke von Exemplaren von *Goniophora*-Arten, gewöhnlich *G. bipartita* F. Roem. und verwandte Formen. — Wenn man mit Schloss versehene Steinkerne vor sich hat, ist eine Verwechselung völlig unmöglich, aber auch die Abdrücke sind stets zu unterscheiden. Während *Schizodus carinatus* und *peregrinus* stets einfache, concentrische, dichtgedrängte Rippen zeigen, besteht die Sculptur der *Goniophora*-Arten aus etwas unregelmässigen, wulstigen, concentrischen Rippen, welche sich gegen die Diagonalkante hin in Bündel von schmaleren, zuweilen anastomosirenden Rippchen auflösen, die bis an die Kante heran- und über dieselbe spitzwinklig fortsetzen, hinter ihr jedoch meist regelmässig concentrisch verlaufen. Die Zwischenräume erscheinen meist sehr fein concentrisch gestreift. — Auch Hall's Abbildungen von *Goniophora*-Arten auf Taf. 42—44 des mehrfach citirten Werkes zeigen meist recht deutlich diese charakteristische Sculptur.

Schizodus n. f. aff. **transversus** Beush.

Taf. V, Fig. 5a, 5b, 6; 4?

Ein häufiges Vorkommniss bei Singhofen sind Exemplare einer grossen *Schizodus*-Art, welche oft noch beide Klappen zusammenhängend, aber ausgebreitet aufweist. Leider sind alle mir vorliegenden Exemplare in mehr oder minder hohem Grade verdrückt, so dass es nicht leicht ist, sich ein zutreffendes Bild von dem ursprünglichen Aussehen zu machen. In Folge der Ungleichmässigkeit, mit welcher der meist schräg gegen die Längsaxe beider Klappen gerichtete Druck auf die zusammenhängenden Klappen, welche noch dazu meist nicht in einer Ebene ausgebreitet sind, wirken musste, erscheinen die beiden zusammengehörigen Klappen an Gestalt regelmässig so verschieden, dass man bei Einzel-Exemplaren glauben würde, ganz verschiedene Arten vor sich zu haben, wie die Figuren 5a und 5b, zwei

zusammenhängende Klappen darstellend, beweisen. Die rechte Klappe erscheint je nach ihrer Lage entweder zusammengequetscht oder ausgewalzt. Im ersteren Fall verringert sich der Abstand vom Wirbel zum Unterrand auf wenig mehr als die Hälfte, der Wirbel kommt fast central zu liegen und erscheint nach oben gerichtet, im zweiten Fall ist die Schale meist von vorn unten nach hinten oben verzerrt, wodurch sie ein eigenthümlich geschwänztes Aussehen erhält. Die linke Klappe erhält, wenn ausgewalzt, eine etwas nach hinten verlängerte, nach vorn zugespitzte Gestalt mit weit nach vorn liegendem, nach vorn gerichtetem Wirbel; die Schale ist völlig plattgedrückt; bei Zusammenquetschung entstehen verhältnissmässig schmale, lange, nach hinten verschmälerte Gestalten mit weit nach vorn gelegenem Wirbel. Je nach der mehr oder weniger schräg erfolgten Druckwirkung variiren diese Verhältnisse.

Die ursprüngliche Form der Schale, soweit sie sich aus dem vorliegenden Material noch erkennen lässt, war schief-eiförmig, mit vor der Mitte gelegenem kleinem Wirbel. Vorderrand schräg abwärts gebogen, Unterrand ziemlich stark geschwungen, mit dem ebenfalls gebogenen Hinterrande zusammentreffend, ohne jedoch, wie bei vielen verwandten Formen, eine Ecke zu bilden. Schlossrand geknickt unter 110 bis 120^0, nach hinten verlängert.

Das Schloss entspricht in seinem Bau völlig dem der übrigen devonischen Formen, erscheint auf den Steinkernen jedoch ebenfalls sehr verunstaltet, indem nur die tiefen durch den vorderen Zahn der rechten und den mittleren Zahn der linken Klappe hervorgerufenen Gruben deutlich hervortreten, während die hervorragenden Ausfüllungen der Zahngruben fast ganz platt gedrückt erscheinen. Man erhält daher durch Abdrücke ein völlig falsches Bild des Schlosses, und nur durch sorgfältiges Vergleichen mit gut erhaltenen Steinkernen anderer *Schizodus*-Arten vermag man sich zu überzeugen, dass der Schlossbau ursprünglich ein ganz entsprechender war.

Von Sculpturen, Mantellinie und Muskeleindrücken ist so gut wie nichts zu erkennen, auch die ursprüngliche Wölbung der Schale ist durch die Verdrückung völlig zerstört.

Die vorliegende Form hat am meisten Aehnlichkeit mit *Schizodus transversus* BEUSH. aus dem Unterdevon des Oberharzes. Zwar ist der Schlossrand dieser Art unter einem stumpferen Winkel geknickt, auch erscheint die Schale weniger nach hinten verlängert, jedoch scheint es mir angebracht, der Singhofener Form vorläufig nur ihren Platz in der Nähe der Harzer Art anzuweisen, bis vielleicht unverdrückt erhaltene Exemplare ein definitives Urtheil ermöglichen. —

Obwohl unter den angegebenen Umständen die Angabe von Schalendimensionen keinen Werth beanspruchen kann, sei doch angegeben, dass eins der grössten Exemplare vom Wirbel zum Unterrand 41 Millimeter, senkrecht gegen diese Richtung 36 Millimeter misst.

Genus **Cypricardella** HALL [1]).

Cypricardella HALL, Trans. Albany Inst. vol. IV, p. 17 f. 1856.
Microdon CONRAD, HALL, Pal. N.-Y. V, 1, Lamellibranchiata II, p. XXV, 307—313.
Microdonella OEHLERT, Mém. Soc. géol. de France, 3e sér. vol. II, p. 26.

Wie schon ein Vergleich der Abbildungen 9 mit 20 und 10 mit 21 auf Tafel 74 des HALL'schen Werkes darthut, ist der Bau des Schlosses bei den dort aufgeführten Arten nicht überall genau der gleiche, so dass die Fassung der HALL'schen Gattungsbeschreibung, welche der Gattung je einen Zahn in jeder Klappe zuerkennt, in diesem Punkte wohl etwas zu erweitern sein dürfte, zunächst insoweit, als auch für die linke Klappe das Auftreten einer schiefen zahnartigen Falte hinter dem dreieckigen Zahne zu erwähnen sein würde, wie es für die rechte Klappe geschieht (p. XXVI: »The right valve has . . . and a triangular fold behind, which is sometimes double«, p. 308: »Posterior to this cavity are one or more obscure folds«). Ferner tritt, nach den Abbildungen HALL's zu urtheilen, bei den amerikanischen Formen bereits eine Andeutung eines vorderen Zahnes in der rechten Klappe auf,

[1]) Der von CONRAD gegebene Name ist ohne Zweifel zu tilgen, da er bereits von MEIGEN für eine Dipteren-Gattung und von AGASSIZ für eine Fisch-Gattung angewandt wurde.

ebenso bei unseren Arten. Deutlich wird derselbe allerdings erst bei den carbonischen Formen der Gattung (vergl. de Koninck, Faune du calc. carbonif. de la Belg. V, pl. XVII, fig. 33 und Whitfield in Bull. of the Am. Mus. Nat. Hist. I, 3, pl. VII, fig. 28, 33).

Es ist diese Veränderlichkeit des Schlossbaues für uns insofern von Wichtigkeit, als *Cypricardella elongata* n. sp. und *subovata* n. sp. sich in ihrem Schlossbau an *C. bellistriata* Conrad (l. c. Fig. 9, 10), *Cypricardella unioniformis* Sandb. sp. und *curta* n. f. dagegen an *C. tenuistriata* Hall (l. c. Fig. 20, 21) anschliessen.

Bei allen Arten wurde die Ausfüllung einer randlichen Ligamentfurche beobachtet.

Cypricardella unioniformis Sandberger sp.

Taf. V, Fig. 10, 10a, 11, 11a.

Sanguinolaria Sandberger, Verst. d. rhein. Sch.-Syst., Taf. 27, Fig. 3, 3a, 3b, S. 253.

Schale quer-eiförmig, mässig gewölbt, mit einer stumpfen, vom Wirbel zum Hinterrande laufenden Kante. Wirbel vor der Mitte gelegen, nach vorn gerichtet, klein, spitz, kaum vorragend. Vorderrand schräg vorspringend, unter dem Wirbel eingezogen, kurz abgerundet, in den sich zu ihm emporziehenden Unterrand übergehend. Schlossrand nach hinten fast geradlinig verlängert, Schale hinten schräg abgestutzt, aber gerundet, ohne scharfe Ecke in den gebogenen Unterrand übergehend.

In der linken Klappe unter dem Wirbel ein schräger, kurzer, dreieckiger Schlosszahn. Hinter ihm auf dem nach hinten verlängerten Schlossrand eine schmale Grube für den Zahn der rechten Klappe. In der rechten Klappe unter dem Wirbel eine schräge dreieckige Grube zur Aufnahme des vorderen Zahns der linken Klappe, hinter ihr ein längerer, dem Rande fast paralleler Leistenzahn, welcher in die gleichliegende Grube der linken Klappe fällt.

Vorderer Muskeleindruck rundlich, ziemlich flach, nahe dem Vorderrande gelegen, hinterer Muskeleindruck grösser, länglicheiförmig, fast gar nicht eingesenkt, nahe dem Hinterrande auf dem

durch die stumpfe Kante begrenzten zusammengedrückten hinteren Theil der Schale gelegen. Mantellinie ganzrandig.

Von Sculpturen sind auf einem Steinkern noch Spuren starker Anwachsstreifen vorhanden, neben welchen — nach nahestehenden Formen zu urtheilen — noch feinere vorhanden gewesen sein dürften.

Von Singhofen liegen zahlreiche ein- und zweiklappige, zum Theil erheblich verdrückte Steinkerne vor.

Dimensionen zweier Steinkerne:

Breite	34,3	Millimeter	bezw.	31,2	Millimeter.
Höhe	18,4	»	»	16,7	»

Cypricardella curta n. f.

Taf. V, Fig. 7, 8, 9.

Schale eiförmig-rundlich, mässig gewölbt, mit vor der Mitte gelegenem, kleinem, wenig vorragendem Wirbel. Schale unter dem Wirbel seicht ausgeschnitten, mit starkem Bogen in den Unterrand übergehend. Schlossrand nach hinten verlängert, Hinterrand in schrägem Bogen zum Unterrand herablaufend, in diesen ohne deutliche Ecke übergehend. Die vom Wirbel zur Hinterecke sich ziehende schwache Erhabenheit trennt auch bei vorliegender Form den gewölbten Haupttheil der Schale von einem kleineren hinteren zusammengedrückten. — Die Schlosscharaktere stimmen mit denen von *C. unioniformis* überein.

Die Sculptur besteht aus feinen, hier und da etwas stärker werdenden concentrischen Streifen.

Der ovale vordere Muskeleindruck liegt dicht unter dem Ausschnitt der Schale, der mehr langgezogene hintere Muskeleindruck nahe dem Schalrande unterhalb der Stelle, wo der verlängerte Schlossrand in den Unterrand übergeht.

Mantellinie ganzrandig.

Von *C. unioniformis*, mit der sie zusammen gefunden wird, unterscheidet sich die vorliegende Form durch die kürzere und gleichzeitig höhere Schale und den steileren Vorderrand. Zwischenformen sind mir bis jetzt unter den verhältnissmässig zahlreichen

mir vorliegenden Stücken nicht zu Gesicht gekommen, doch erscheint mir die Möglichkeit, dass unsere Form durch Uebergänge mit *C. unioniformis* verknüpft ist, immerhin nicht ganz ausgeschlossen.

Nahe in der Gestalt steht unserer Form auch die weiter unten zu beschreibende *C. subovata*. Sie unterscheidet sich von dieser jedoch durch grösseren und seichteren Schalausschnitt, schwächere Schlosszähne, von denen der Zahn der rechten Klappe länger ist, die nach hinten weniger verschmälerte Gestalt der Schale und den breiteren und deutlicher zusammengedrückten hinteren Schalentheil.

Unter den von Hall beschriebenen Arten kommen die höheren und kürzeren Formen von *C. bellistriata* Conrad unserer Art am nächsten in der Gestalt, während die Sculptur mehr derjenigen von *C. tenuistriata* Hall ähnelt.

Von Singhofen liegt eine Reihe von ein- und zweiklappigen Steinkernen und Abdrücken vor.

Zwei Steinkerne der rechten und linken Klappe messen in der Höhe 25 bezw. 20,5 Millimeter, in der Breite 25,8 bezw. 23 Millimeter. Letztere Zahl erklärt sich durch Verdrückung.

Cypricardella elongata n. sp.

Taf. IV, Fig. 3, 3a, 4, 4a.

Schale quer-eiförmig, länglich, mässig gewölbt. Wirbel klein, etwas vor der Mitte gelegen, nach vorn gerichtet, vorspringend. Vorderrand bogenförmig vorspringend, unter dem Wirbel mit ziemlich tiefem Ausschnitt, Unterrand flachbogig geschwungen, Schlossrand verdickt, gebogen, nach hinten fast geradlinig verlängert. Hinterrand kurz und steil abgerundet. Unter dem Wirbel der linken Klappe ein kräftiger, schräger, dreieckiger Zahn, hinter welchem sich eine schmale Furche zur Aufnahme des Leistenzahns der rechten Klappe befindet. Hinter dieser Grube liegt noch ein schwächerer langer Leistenzahn (?), dem eine schwache Furche über dem Leistenzahn der rechten Klappe entspricht. Erst dann folgt die randliche Ligamentfurche. In der rechten Klappe liegt unter dem Wirbel eine tiefe dreieckige Grube für den dreieckigen

Zahn der linken Klappe, über welcher ein nach hinten gerichteter Leistenzahn folgt, der seinerseits durch eine schwache Furche begrenzt wird, welche der schwachen leistenförmigen Verdickung in der linken Klappe entspricht.

Von Sculpturen sind Andeutungen einer feinen concentrischen Streifung erhalten.

Der eiförmige vordere Muskeleindruck liegt nahe dem Vorderrande unter dem Ausschnitt der Schale, der hintere Muskeleindruck ist auf den vorliegenden Stücken nicht deutlich zu erkennen. Auch die Mantellinie ist nur in ihrem vorderen Theile deutlich sichtbar.

Von Bodenrod bei Butzbach liegen zwei etwas verdrückte Steinkerne, einer rechten und einer linken Klappe angehörend, vor, denen sich einige andere unvollständige Steinkerne anzuschliessen scheinen. Der Steinkern der rechten Klappe misst ca. 36 Millimeter in der Breite und 18,6 Millimeter in der Höhe, derjenige der linken Klappe 39,6 Millimeter in der Breite und 21,4 Millimeter in der Höhe.

Cypricardella subovata n. sp.

Taf. IV, Fig. 9, 9a.

Umriss der mässig gewölbten Schale rundlich-eiförmig. Wirbel klein, nach vorn gerichtet, weit nach vorn gelegen. Unter ihm ein kleiner, aber verhältnissmässig tiefer Ausschnitt der Schale. Vorderrand gerundet, etwas vorspringend. Unterrand stark geschwungen, mit dem vom Wirbel zuerst fast geradlinig nach hinten ziehenden, dann schräg abgerundeten Hinterrande in einem stumpfen Winkel, jedoch ohne Bildung einer scharfen Ecke zusammenstossend. Auf dem Schlossrande unmittelbar unter dem Wirbel in der linken Klappe ein dreieckiger, schräger, kräftiger Zahn, mit einer dem Schlossrand fast parallelen Grube dahinter. Hinter dieser noch eine schwächere, dem Schlossrande parallel laufende Leiste. Das Schloss der rechten Klappe besteht aus einem nach hinten gerichteten Leistenzahn, über welchem eine Furche für die Leiste der linken Klappe liegt. Unter dem Zahn liegt eine zur Aufnahme des dreieckigen Zahnes der linken Klappe dienende

tiefe Grube, unter welcher auf dem Schlossrande noch eine kleine, ganz schwache Anschwellung zu bemerken ist, der eine ebensolche Grube unter dem Zahn der linken Klappe entspricht. Als ein Zahn kann diese leise Anschwellung jedoch kaum schon betrachtet werden. Vergleichbar ist sie der in Figur 21 auf Tafel 74 bei Hall angedeuteten gleichliegenden Anschwellung bei *C. tenuistriata* Hall.

Von Sculpturen ist an den vorliegenden Stücken nichts zu erkennen, ausser einer undeutlichen, vom Wirbel zur Hinterecke ziehenden Kante, von der die Schale steiler zum Hinterrande, flacher zum Unter- und Vorderrande abfällt.

Vorderer Muskeleindruck rundlich-eiförmig, wenig vertieft, ganz nahe dem Vorderrande gelegen, hinterer Muskeleindruck länglich, flach, etwas undeutlich, nahe der Umbiegung des Hinterrandes auf dem hinteren Theil der Schale gelegen.

Die Unterschiede der vorliegenden Art gegenüber *C. curta* sind oben bereits hervorgehoben. Von amerikanischen Formen sieht ihr *C. reservata* Hall aus dem zum Unter-Carbon gerechneten Waverly-Sandstein Ohios am meisten ähnlich.

Ein vollständig erhaltener Steinkern der linken Klappe von Bodenrod bei Butzbach liegt vor. Zweifelhaft sind zwei schlecht erhaltene Steinkerne der rechten Klappe vom selben Fundort bezw. von Wernborn südlich Usingen.

Der abgebildete Steinkern misst 27,2 Millimeter in der Breite und 22,6 Millimeter in der Höhe.

Genus **Prosocoelus** Keferstein.

Auf das Vorkommen von *Prosocoelus*-Arten im rheinischen Unterdevon hatte ich bei Gelegenheit der Besprechung von *Prosocoelus? (Grammysia) pes anseris* Zeil. u. Wirtg. aufmerksam gemacht [1]). Seitdem hat F. Maurer diese Gattung von Laubbach bei Coblenz, Niederlahnstein, Michelbach hinter der Hohenrheiner

[1]) Beitr. z. Kennt. d. Oberh. Spirif.-Sandst. i. Abhandlungen z. geol. Specialkarte von Preussen etc. Bd. VI, Heft 1, p. 109, 1884.

Hütte und von Mielen a. d. Lahn nachgewiesen [1]). Einen weiteren kleinen Beitrag zur Kenntniss ihrer Verbreitung liefert das Folgende.

Prosocoelus ellipticus Beush.

— — Beush., l. c. p. 111, Taf. V, Fig. 5.

Von Dietz in Nassau liegt ein etwas unvollständiger Steinkern einer linken Klappe vor. Derselbe gehört einem mittelgrossen Exemplar an und schliesst sich in den zu beobachtenden Merkmalen so eng an die Harzer Art an, dass ich ihn ohne Bedenken zu letzterer stelle.

Prosocoelus priscus Roemer sp.

— — Beush., l. c. p. 109, Taf. V, Fig. 9.

Aus der Gegend westlich Olpe liegt mir ein »links vom Wege nach Drolshagen« gefundenes Stück eines bräunlichen, glimmerreichen Grauwackensandsteins vor, auf welchem sich zwei Steinkerne einer *Prosocoelus*-Form befinden. Dieselben gehören einer rechten und einer linken Klappe an. Obwohl beide etwas verdrückt und theilweise defect sind, so ist ihre Erhaltung doch genügend, um sie auf die alte Roemer'sche Art beziehen zu können, die sich durch ihre nur wenig vor der Mitte liegenden Wirbel, den weit vorspringenden Unterrand und den stark abgerundeten Hinterrand stets leicht erkennen lässt.

Das Vorkommen ist besonders interessant, weil es einen weiteren Anhaltspunkt für die grössere Verbreitung unterdevonischer Schichten innerhalb des Gebiets der Lenneschiefer bietet (vergl. E. Schulz i. Verh. d. naturhist. Vereins f. Rheinland etc. Bd. 44, p. 142).

Prosocoelus cf. **orbicularis** Beush.

— — Beush., l. c. p. 110, Taf. V, Fig. 8.

Die Sammlung des geologisch-palaeontologischen Instituts besitzt von Ems den Steinkern der rechten Klappe eines *Prosocoelus*.

---

[1]) F. Maurer, Die Fauna des rechtsrheinischen Unterdevon, p. 26, 29, 40, 1886.

Derselbe ist leider in der Richtung von hinten nach vorn sehr stark verdrückt und theilweise defect, so dass eine sichere Bestimmung nicht wohl möglich ist. Doch macht die bedeutende Höhe des Steinkerns im Verhältniss zu der geschätzten ursprünglichen Breite die Zugehörigkeit zu *P. orbicularis* wahrscheinlich.

Genus **Grammysia** de Verneuil.

Grammysia Beyrichi n. sp.

Taf. IV, Fig. 6a, 6b.

Schale stark gewölbt, von abgerundet-rhomboidischem Umriss, mit sehr kräftigen, weit nach vorn gelegenen, stark vorragenden, eingerollten Wirbeln. Unter den Wirbeln eine grosse, scharf begrenzte Lunula. Schlossrand gerade, ungefähr halb so lang wie die grösste Schalenbreite; über ihm ein schmales, scharf begrenztes Schlossfeld. Vorderrand schräg nach rückwärts zum Unterrande herabgezogen, fast geradlinig, flachbogig in denselben übergehend. Unterrand im Grossen und Ganzen dem Schlossrande parallel verlaufend, vor der Mitte etwas eingezogen, mit dem schräg abgerundeten Hinterrande zusammenstossend.

Vom Wirbel ab zieht auf jeder Klappe eine hohe kielartige, aber abgerundete, schwach gebogene Rippe zur Hinterecke, hinter welcher die Schale steil zum Schlossrande, weniger steil zum Hinterrande abfällt, dadurch ein scharf ausgeprägtes hinteres Feld absondernd. Vor der erwähnten Rippe ziehen zwei deutlich begrenzte, vertiefte und durch eine zweite starke Rippe von einander getrennte Furchen zum Unterrande herab, nach unten zu sich etwas verbreiternd. Die vordere Furche erreicht den Unterrand unmittelbar hinter der am stärksten eingezogenen Stelle desselben. Im Gegensatz zu dem Verhältniss bei anderen *Grammysia*-Arten alterniren die eben beschriebenen Rippen und Furchen in den beiden Klappen nicht, sondern es trifft am Schalrande Rippe auf Rippe und Furche auf Furche, so dass die Rippen eine convexe, die Furchen eine concave Ausbauchung des Schalrandes verursachen.

Der vordere, schildförmige Theil der Schale ist etwas zusammengedrückt, indem vor der vom Wirbel zu der Stelle, wo Vorder-

und Unterrand zusammentreffen, verlaufenden Linie der stärksten Schalwölbung eine flache, nicht bis zur Vorderecke sich erstreckende Depression verläuft.

Die Sculptur der Schale besteht im Uebrigen aus breiten, etwas ungleichmässigen, wulstigen concentrischen Rippen, welche am Wirbel bezw. an der Lunula beginnend, sich bis zu dem Rande der vorderen Furche unverändert verfolgen lassen. Hier sind Spuren von knotigen Verdickungen vorhanden, wie sie auch bei *G. Hamiltonensis* und anderen Arten vorkommen. Die vordere Furche durchsetzen die Rippen ohne erhebliche Richtungsänderung, nur bedeutend abgeschwächt; über die vordere Diagonal-Rippe ziehen sie in einem nach unten stark convexen Bogen hinweg, um in der zweiten Furche mehr und mehr obsolet zu werden und an der hinteren Rippe zu verschwinden. Auf dem hinteren Schalfelde sind nur vereinzelte Furchen zu erkennen, welche sich zum Schlossrande hinaufziehen. Die dem Schalrande zunächst liegenden Rippen lösen sich durch Theilung in mehrere schmalere auf. Im Ganzen mögen ihrer 20 und einige vorhanden gewesen sein.

Von den Schlosscharakteren ist nichts zu erkennen, auch Muskeleindrücke und Mantellinie sind nicht zu beobachten. Das Ligament lag dicht hinter den Wirbeln längs des Schlossrandes und war anscheinend sehr kräftig.

Die vorliegende Art gehört zu der sich um *G. cingulata* His. gruppirenden Abtheilung der *Grammysia*-Arten, welche die typischen Vertreter der Gattung darstellen und sich sämmtlich durch transversale, mehr oder minder scharf ausgeprägte Falten auszeichnen. Innerhalb dieser Gruppe nimmt unsere Art eine wohl charakterisirte Stellung ein. Besonders charakteristische Merkmale sind das Vorhandensein einer zweiten, hinteren Rippe und die starke Ausprägung des durch dieselbe nach vorn begrenzten Schalfeldes. Von verwandten Formen kommt zum Vergleich nur *G. Hamiltonensis* Vern. — *bisulcata* Conr. — in Betracht. Aber in allen Fällen unterscheidet sich diese im Uebrigen anscheinend so variable Art von der vorliegenden durch das nur schwach angedeutete oder ganz fehlende hintere Schalfeld, das Fehlen der hinteren Diagonalrippe, die fehlende Einbuchtung des Unter-

randes, den abweichend gestalteten Vorderrand und die die Schale weniger überragenden, meist auch schwächer entwickelten Wirbel. Auch sind bei *G. Hamiltonensis* die Transversalfalten schwächer entwickelt, ja oft werden sie fast obsolet. — In dem Vorhandensein eines scharf ausgeprägten hinteren Schalfeldes kommen unserer Art zwei im Uebrigen ganz abweichende Arten des amerikanischen Devon gleich: *G. nodocostata* Hall und *G. alveata* Conrad, wie mir vorliegende Exemplare derselben darthun.

Aus der Sammlung des geologisch-palaeontologischen Instituts liegt mir ein zweiklappiger, wenig verdrückter, sonst sehr schön erhaltener Steinkern von Singhofen vor. Derselbe misst circa 80 Millimeter in der Breite und 49 Millimeter in der Höhe. Die grösste Dicke beträgt 26 Millimeter.

Genus **Cercomyopsis** Sandberger. **Cimitaria** Hall.

— Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1887, I, p. 247 ff.
non — Meek.

Cercomyopsis (Cimitaria) acutirostris Sandb. l. c.

Taf. V, Fig. 1, 1a, 2, 12.

Durch die Güte des Herrn Professor von Sandberger bin ich in den Stand gesetzt worden, die mir aus der Sammlung der geologischen Landesanstalt vorliegenden Exemplare mit dem Originalexemplar von *C. acutirostris* zu vergleichen, von welcher Art nach der Beschreibung und Abbildung unsere Exemplare abzuweichen schienen.

Der Vergleich lehrte jedoch, dass das Sandberger'sche Original-Exemplar, ein etwas verdrückter, nicht ganz vollständiger Steinkern der linken Klappe, sich — abgesehen von der wohl zum Theil auf die Verdrückung, zum Theil auf das Fehlen einer kleinen Partie des Unterrandes zurückzuführenden stärkeren Verschmälerung der Schale nach hinten — in keinem wesentlichen Merkmal von unseren Exemplaren unterscheidet.

Mit Genehmigung des Herrn Professor von Sandberger habe ich dasselbe zum Vergleich auf Tafel V, Figur 12, nochmals abbilden lassen.

Die Beschreibung der Art lautet mit den durch das Studium unserer wohlerhaltenen, mit Abdruck der Aussenschale versehenen Exemplare erforderlich gewordenen Ergänzungen folgendermaassen:

Schale mässig gewölbt, stark querverlängert, nach hinten etwas verschmälert und, dem Verlauf der Anwachsstreifen nach zu urtheilen, schräg abgestutzt. Die Gestalt erinnert etwas an *Cucullella solenoides* Gf. Wirbel vor der Mitte gelegen, über den Schlossrand eingekrümmt. Unter ihnen ein schmales, scharf begrenztes Schlossfeld. Vorderrand schräg nach vorn herabziehend, Unterrand flachbogig, vor der Mitte etwas eingebuchtet, zum Vorderrand in einem stärkeren Bogen sich emporziehend, mit ihm in ungefähr einem rechten Winkel zusammenstossend. Schlossrand gebogen, nach hinten fast geradlinig verlängert. Er erscheint, soweit eine Beobachtung möglich war, glatt, ohne Spuren von Zähnen. Eine Furche, welche sich unter den Wirbeln anscheinend auf dem Schlossrande einsenkt und weiter nach hinten sich etwas schärfer ausprägt, dürfte vielleicht zum Ansatz des Ligaments gedient haben.

Von äusseren Sculpturen ist zunächst das Auftreten von drei divergirenden, sich vom Wirbel zum Hinterende der Schale erstreckenden Falten hervorzuheben. Von diesen erscheint die erste, welche den Schalrand vor der Hinterecke erreicht, nur schwach angedeutet, auf den Steinkernen völlig obsolet, die zweite, welche sich zur Hinterecke zieht, dagegen bedeutend schärfer. Die dritte verläuft unmittelbar neben dem verlängerten Schlossrande, sodass nur ein ganz schmales Feldchen zwischen Falte und Schlossrand verbleibt.

Die sonstigen Sculpturen bestehen aus wulstigen, hier und da, besonders nahe am Schalrande, sich mehrfach theilenden, im Allgemeinen dem Schalrande parallel laufenden Rippen mit etwa gleichbreiten, vertieft erscheinenden Zwischenräumen. In einer von den Wirbeln zu der Einbuchtung des Unterrandes sich herabziehenden flachen Einsenkung werden die Rippen undeutlich, treten hinter derselben aber, theilweise verschoben, wieder auf und lassen sich bis zu der schwachen vorderen Falte verfolgen, die sie jedoch

nicht übersetzen. Auf dem hinteren Schaltheile sind nur feine Anwachsstreifen zu bemerken, welche durch ihre auf der mittleren Falte erfolgende spitzwinklige Umbiegung nach dem Schlossrande zu eine schräge Abstutzung der Schale wahrscheinlich machen.

Auf dem Abdruck des einen vorliegenden Steinkerns sind neben dieser Sculptur noch Spuren einer anderen, feineren vorhanden. Diese besteht aus ganz feinen erhabenen Linien, welche von oben nach unten die Schale überziehend, senkrecht oder etwas schräg über die wulstigen Rippen fortsetzen, ohne von ihrem fast ganz geradlinigen Verlauf abgelenkt zu werden.

Es gleicht die eben beschriebene Sculptur genau derjenigen, welche Hall von *Grammysia constricta* beschreibt und abbildet [1]).

Von den Muskeleindrücken und der Mantellinie war an den vorliegenden Exemplaren nichts zu erkennen.

Von Singhofen liegen ausser dem Sandberger'schen Original-Exemplar ein zweiklappiger und ein einklappiger, der rechten Schale angehöriger Steinkern vor, nebst den zugehörigen Abdrücken. Der besterhaltene misst ca. 56 Millimeter in der Breite und ca. 17 Millimeter in der Höhe.

Was die Beziehungen der Gattung *Cercomyopsis* anbetrifft, so dürfte eine mehr als äusserliche Aehnlichkeit mit *Cercomya* kaum nachzuweisen sein. Dagegen hat Sandberger l. c. bereits die nahe Verwandtschaft mit den von Hall als *Pholadella* und *Cimitaria* beschriebenen Formen hervorgehoben. Hall selbst erklärt [2]), dass vielleicht, wenn erst mehrere Arten bekannt sein werden, die beiden Gattungen vereinigt werden müssen, und ich möchte diese Auffassung auch auf *Cercomyopsis* ausdehnen. Die gemeinsamen Charaktere der drei Gattungen fallen in der That so in die Augen, und die trennenden Verschiedenheiten sind verhältnissmässig so untergeordneter Natur, dass es meiner Ueberzeugung nach unabweisbar werden wird, die drei Gattungen in eine zusammenzuziehen, der vielleicht auch *Grammysia constricta* Hall als Art zugetheilt werden muss, wenn anders die auf Tafel 78, Fig. 26

---

[1]) Pal. N.-Y. V, 1; Lamellibranchiata II, p. 378, pl. 78, figg. 26, 27.

[2]) Pal. N.-Y. V, 1; Lamellibranchiata II, p. XLIII.

und 27 von HALL abgebildeten Exemplare wirklich derselben Art zuzurechnen sind, wie die auf Tafel 59, Fig. 13—20 abgebildeten. Die Verwandtschaft unserer Art mit *Cimitaria* wird besonders beim Vergleich unserer Abbildungen mit denen von *Cimitaria corrugata* HALL, Tafel 77, Fig. 1 — 4, auffallen. Nur die nach hinten etwas mehr verschmälerte Gestalt unterscheidet, von Einzelheiten der Sculptur abgesehen, im Grunde unsere Art von der amerikanischen.

Genus **Orthonota** CONRAD.

— — HALL, Pal. N.-Y. V, 1; Lamellibranchiata II, p. XLV and 478—482, pl. 78, figg. 34—42, 29—32? pl. 80, fig. 6.

Orthonota? sp. ind.

Taf. V, Fig. 3.

Von Singhofen besitzt die Sammlung der geologischen Landesanstalt einen Steinkern der linken Klappe einer Muschel, welche der vielfach verkannten, erst durch HALL sicher fundirten CONRAD-schen Gattung angehören dürfte. Der Steinkern ist zwar unvollständig — weder Vorder- noch Hinterende sind erhalten — und ausserdem in der Richtung vom Wirbel zum Unterrand nicht unbeträchtlich verdrückt, so dass ein sicheres Urtheil nicht möglich ist, aber von den zu beobachtenden Merkmalen spricht keines gegen die Zugehörigkeit zu *Orthonota*, und die allgemeine Gestalt des Steinkerns stimmt mit derjenigen der von HALL l. c. beschriebenen Arten überein. Immerhin bleibt es Beobachtungen an wohlerhaltenen Exemplaren vorbehalten, eine vollständige Charakterisirung der augenscheinlich sehr seltenen Form zu geben.

Die Beschreibung, soweit der vorliegende Steinkern eine solche ermöglichte, lautet:

Schale gewölbt, stark querverlängert, dem Anschein nach vorn abgerundet und hinten schräg abgestutzt. Wirbel nahe dem vorderen Ende gelegen, gekrümmt, etwas über den Schalrand vorragend. Schlossrand lang, gerade. Unterrand einen sehr flachen Bogen beschreibend. Unter den Wirbeln ein langes, schmales, scharf begrenztes Schlossfeld. Auf dem im Uebrigen

glatten Schlossrande eine lange lineare Furche unter und hinter dem Wirbel (Ligamentfurche?).

Vom Wirbel zum Hinterende verläuft eine scharfe Kante, ein hinteres Schalenfeld von dem vorderen Haupttheil der Schale abtrennend. Das erstere erscheint bis auf Spuren von Anwachsstreifen glatt, der letztere dagegen zeigt starke, unregelmässige, etwas wulstige, dem Schalrande parallel laufende, sich zuweilen spaltende Rippen, welche nach dem Unterrande zu stärker werden.

Von Muskeleindrücken und Mantellinie ist nichts zu erkennen.

Der vorliegende Steinkern mag vollständig eine Breite von etwa 85 Millimeter gehabt haben; seine Höhe, die aber durch Verdrückung geringer ist als die ursprüngliche, beträgt 18 Millimeter.

Ueber die Art des Vorkommens
und die
Verbreitung von Gervillia Murchisoni Geinitz im Mittleren Buntsandstein.

Von Herrn **Th. Ebert** in Berlin.

Mit den folgenden Ausführungen möchte ich die Aufmerksamkeit der Herren Fachgenossen, welche Studien oder Aufnahmen im Gebiet des Mittleren Buntsandsteins machen, auf eine Muschel lenken, die bislang stets nur im Mittleren Buntsandstein angetroffen worden ist und also als Leitfossil für denselben betrachtet werden kann, die aber seither nur s e l t e n gefunden wurde, *Gervillia Murchisoni* GEINITZ [1]). Nachdem ich in meinem Aufnahmegebiet, im Bereich der Blätter Waake und Gelliehausen, das Vorkommen derselben genauer verfolgt habe, bin ich zu der Vermuthung gelangt, dass die Muschel viel verbreiteter ist, als man gewöhnlich annimmt, und dass der Umstand, dass sie leicht übersehen werden kann, daran Schuld ist, dass sie nicht öfter beobachtet worden ist.

Im Mittleren Buntsandstein im Bereich der beiden genannten Kartenblätter tritt die Muschel stets unterhalb der Bausandsteinzone auf. Bei den stark zerrütteten Lagerungsverhältnissen des

---

[1]) H. B. GEINITZ, Dyas oder die Zechsteinformation und das Rothliegende. Leipzig 1861. Heft I. Die animalischen Ueberreste der Dyas, S. 79, Taf. XIV, Fig. 26.

Buntsandsteins in dieser Gegend war es bislang nicht möglich festzustellen, ob diese *Gervillia* ein bestimmtes Niveau einnehme. In dem Thale, durch welches von Ebergötzen (Bl. Waake) die Chaussee nach Oberbillingshausen führt, habe ich an den sog. »Eichlingen« die Muschel in einer Schicht nicht weit unterhalb der Bausandsteine gefunden. Es ist dies aber auch bis jetzt der einzige Punkt, wo das Niveau sicher festgestellt werden konnte. Ausserdem kommen die Funde stets in Schichten vor, über denen der Bausandstein nicht mehr vorhanden war, oder die gegen den Bausandstein verworfen waren. Da nun ferner die untere Abtheilung des Mittleren Buntsandsteins aus einer mächtigen, steten Wechselfolge von grobkörnigen und feinkörnigen Sandsteinen und grünen, gelben und röthlichen Schieferletten von geringer Mächtigkeit besteht, so ist es schwer, in den meisten Fällen sogar unmöglich, zu sagen, ob man sich mehr oder weniger tief unterhalb der Bausandsteinzone befindet, sobald nicht eine Unterlagerung direct sichtbar ist.

Es hat sich nun aber feststellen lassen, dass das Auftreten der *Gervillia Murchisoni* in den meisten Fällen mit bestimmten Erscheinungen verknüpft ist. Zunächst fällt meist das massenhafte Auftreten auf. Mit Vorliebe sind es hellrothe oder gelblich-rothe, feinkörnige Sandsteine, mit einer Neigung zur Schieferung, in denen die Steinkerne dicht gedrängt sitzen. Diese Steinkerne sind an sich allerdings meist wenig deutlich, heben sich aber trotzdem von der hellen Masse des Gesteins gut ab, wenn sie, wie es meist der Fall ist, mit einem schwarzen Ueberzug (Mangan?) versehen sind. In den Abdrücken, besonders in festen Platten, ist die Sculptur der Schale oft deutlich erhalten und wird auf Wachsausgüssen deutlicher.

Schlägt man Platten frisch vom Gestein ab oder liest ganze Platten am Abhang auf, so ist oft keine Spur von der Muschel zu sehen; spaltet man aber dann die Platten, so zeigen sie sich ganz erfüllt von winzigen Individuen bis zu solchen von der Grösse einer kleinen Bohne.

Dieser Umstand, dass man in den meisten Fällen die Sandsteinplatten erst spalten muss, führt leicht zu einem Uebersehen

der Muschel. Da ist es nun ein günstiges Zusammentreffen, dass die Sandsteine, in denen die *Gervillia* vorkommt, gern überlagert und unterlagert werden von Sandsteinplatten, welche auf der Aussenfläche mit eigenthümlichen Wülsten versehen sind. Diese Wülste bestehen bald aus einfachen, mehr oder weniger ausgedehnten Streifen (von der Dicke eines Fadens bis zum Durchmesser von mehreren Millimetern), die parallel laufen oder sich kreuzen, auch wohl zu dritt von einem Punkt aus divergiren; bald sind es rundliche Erhebungen, ähnlich solchen, wie sie aus den cambrischen Sandsteinen Schwedens bekannt sind, nur kleiner und meist mit einem Mangan - Ueberzug bekleidet; bald sind es unregelmässig gelappte Wülste, die entfernt an Vogelspuren erinnern. Auch hat die Aussenfläche solcher mit Wülsten versehener Sandsteine oft einen grünlichen, gelblichen oder grauen, zuweilen an's Glasige streifenden Ueberzug.

Ferner sind die grünlichen oder gelblichen Schieferplatten im Liegenden der Gervillien - Sandsteinplatten, meist $^1/_2$ — 2 Meter unter denselben, reich an Estherien.

Nun kommen ja Schieferplatten mit Estherien ebenso wie Sandsteine mit Wülsten in mehreren Niveaus des Mittleren Buntsandsteins vor, trotzdem aber erleichtern sie das Auffinden der Gervillien, da man in der Nachbarschaft solcher Schichten eingehender forschen muss.

Wie ich oben erwähnte, konnte seither nicht festgestellt werden, ob die *Gervillia Murchisoni* ein bestimmtes Niveau einnimmt oder mehrfach resp. in verschiedenen Niveaus auftritt. Meine Erfahrungen, namentlich auf Bl. Gelliehausen, machen es nun wahrscheinlich, dass, wenn auch vielleicht vereinzelt die Muschel in verschiedenen Niveaus auftritt, so doch dieses massenhafte Auftreten an ein bestimmtes Niveau geknüpft sein wird. Denn einmal ist die Gleichartigkeit des Muttergesteins und der Erhaltungsweise der Muschel bei der sonst so wechselnden Beschaffenheit der Schichten der unteren Abtheilung des Mittleren Buntsandsteins auffallend, sodann lassen auch die Lagerungsverhältnisse, wenigstens auf Bl. Gelliehausen, auf einen Horizont schliessen. Ebenso lassen die Lagerungsverhältnisse, wie auch

die oben erwähnte Beobachtung der Muschel an den »Eichlingen« bei Ebergötzen vermuthen, dass dieser Horizont sich nicht sehr tief unterhalb der Bausandsteinzone befindet. Würde sich diese Auffassung bestätigen, so würde hiermit die Beurtheilung der Lagerungsverhältnisse des Mittleren Buntsandsteins, wenigstens am südlichen resp. südwestlichen Harzrand, wesentlich erleichtert werden.

Gervillia Murchisoni Geinitz liegt mir in beiden Klappen vor, während Geinitz nur die linke kannte. Bei dem schlechten Erhaltungszustand ist es leider nicht möglich, über das Schloss und das Innere der Schalen etwas zu sagen.

Die Schalen sind gewölbt, gleichklappig, aber ungleichseitig. Der Schlossrand ist gerade, vorn in einen kurzen, hinten in einen langen Flügel aufgezogen. Der stark gewölbte, nur ganz wenig über den Schlossrand hervorragende Wirbel liegt etwas vor der



Mitte des Schlossrandes. Der gewölbte Schalentheil fällt nach den beiden Flügeln ziemlich steil ab. Der Vorderrand der Schale ist nur etwa ein Drittel so lang als der hintere Rand und schwach gebogen. Der Hinterrand ist gerade oder schwach ausgebuchtet, nach dem Stirnrand zu leicht ausgezogen. Der Stirnrand verläuft bald mehr geradlinig, bald schwach gebogen von vorn nach hinten, wodurch die Schalen eine mehr oder weniger schiefe Gestalt erhalten. Die Oberfläche ist bei gut erhaltenen Exemplaren mit feinen concentrischen Anwachsstreifen versehen, von denen drei oder vier etwas kräftiger sind und oft auf dem hinteren Flügel als niedrige, scharfe Falten sich abheben.

Geinitz' Original stammte aus dem Buntsandstein von Trockenhausen, nördlich von Roda im Herzogthum Altenburg. E. E. Schmid, der dieses Gebiet im Maassstab 1 : 25000 für die geologische Specialkarte von Preussen aufgenommen hat, erwähnt

den Steinbruch bei Trockenhausen, aber nicht das Vorkommen von Gervillien in demselben.

Dagegen ist ferner die Muschel nachgewiesen worden von Eck auf Bl. Nordhausen und bei Wolkramshausen (Bl. Hayn), von K. v. Seebach auf Bl. Niederorschla und von v. Fritsch auf Bl. Teutschenthal.

Eck fand ausserdem noch *Pecten*? und Estherien. Die Stücke befinden sich in der Sammlung der geologischen Landesanstalt. Den *Pecten* möchte ich eher für eine Muschel aus der Familie der Aviculiden halten, da ein deutliches kurzes vorderes, und langes hinteres Ohr vorhanden ist. Im oberen Mittleren Buntsandstein der »Spiegelslust« bei Marburg a/L. habe ich aber auch seiner Zeit einen echten *Pecten* gefunden.

Nach v. Seebach kommt *Gervillia Murchisoni* auch westlich bis zum Meissner[1]), bei Göttingen und im Solling vor. Ihm schien dieselbe überall nur wenig über der Grenze zwischen Mittlerem und Unterem Buntsandstein zu liegen. Ferner beobachtete er im Hangenden ebenfalls Estherien.

v. Fritsch[2]) beobachtete etwa in der Mitte der Zone der vorwaltenden Sandsteine nördlich von Salza, nordwestlich von Langenbogen in den Schieferletten, Sandsteinschiefern und Glimmersandsteinplättchen »zahlreiche Exemplare des Fossils, welches Geinitz[3]) als äusserst ähnlich *Aucella Hausmanni* bezeichnet hat. Diese *Aucella Geinitzi* unterscheidet sich von der Zechsteinform durch wesentlich flachere, nie kielähnlich scharfe Wölbung und durch stumpferen Wirbel, anscheinend auch durch relativ breiteren Unterrand. Weniger häufig ist *Gervillia Murchisoni* Geinitz, immerhin in den Schieferletten nicht ganz selten. Ausserdem sind hier aber ansehnliche, grosse Estherien ziemlich verbreitet.« In höherem Niveau fand er Estherien und Ganoidschuppen, und zwar in »annähernd demselben Niveau«, in dem Laspeyres bei

[1]) Moesta und Beyschlag erwähnen dies Vorkommen nicht in den betreffenden Erläuterungen.

[2]) v. Fritsch, Erläuterungen zu Bl. Teutschenthal, S. 9.

[3]) l. c. S. 79.

Schiepzig Estherien und Ganoidschuppen fand und als mittlere Abtheilung des Mittleren Buntsandsteins auffasste.

Von Bl. Orlamünde [1]) erwähnen Richter und Liebe kleine Gervillien aus den »tieferen Schichten« des Mittleren Buntsandsteins.

Das Gebiet, innerhalb dessen *Gervillia Murchisoni* nachgewiesen ist, reicht also von Ostthüringen bis zur Weser, nördlich bis an den Harzrand, südlich bis zum Meissner und in die Gegend von Rudolstadt.

---

[1]) Erläuterungen zu Bl. Orlamünde, S. 6.

Beiträge
zur
Kenntniss der Schichten des Buntsandsteins und der tertiären Ablagerungen
am
Nordrande des Spessarts.

Von Herrn **W. Frantzen** in Meiningen.

In den nachfolgenden Mittheilungen ist eine Reihe von Notizen zusammengestellt, welche bei der Aufnahme des Messtischblattes Salmünster in den Jahren 1887 und 1888 gesammelt worden sind. Es wurde damals auch der nördlich an das Blatt Salmünster anstossende Theil des Messtischblattes Steinau bis zum Kinzigthale bei Steinau und ferner kleine Theile der Blätter Altengronau, Schlüchtern und Birstein an der Grenze des Blattes Salmünster, soweit dies zum Abschluss der Arbeiten in dem zuletzt genannten Messtischblatte erforderlich war, näher untersucht. Diese Mittheilungen beziehen sich also auf das hier näher bezeichnete Gebiet.

Die geologische Zusammensetzung der Oberfläche in diesen Landestheilen ist eine sehr einfache. Der bei weitem grösste Theil derselben wird von den Schichten des Buntsandsteins gebildet, welche daselbst fast in ihrer ganzen Mächtigkeit zu Tage treten. Abgesehen von den gewöhnlichen alluvialen und diluvialen Bildungen der Flussthäler finden sich an der Oberfläche in den

bisher kartirten Gebietstheilen sonst nur noch tertiäre Gesteine: Basalt, Sande und Thone. Ersterer nimmt auf der Oberfläche einen ansehnlichen Raum ein, während die vom Basalt bedeckten tertiären Sedimente nur an den Rändern der Decken in geringer Breite zum Vorschein kommen.

Die Lagerungsverhältnisse dieser Schichten sind in ihren Hauptzügen leicht zu übersehen. Am Südrande des Blattes Salmünster, wo die Bergmasse mit dem Spessart zusammenhängt, erreichen dieselben in dem bezeichneten Gebiete ihr höchstes Niveau. Von dort an senken sie sich erst mässig, gegen den Nordrand des Blattes Salmünster und im südlichen Theile des Blattes Steinau mit stärkerem Fallen nach Norden hin. Jedoch gilt dies nur im Allgemeinen. Im Einzelnen giebt es vielfache Abweichungen von dieser Regel, indem sich das Fallen auch wohl nach Südwesten oder nach Nordosten hin wendet. Auch kommen Strecken vor, in denen die Schichten nahezu horizontal liegen, so zwischen Burgjoss und Mernes im Jossa-Grunde.

Die Beziehungen der tertiären Gesteine zum Buntsandstein lassen erkennen, dass diese Senkung der Schichten nach Norden hin erst nach der Ablagerung der tertiären Schichten und nach dem Aufsteigen des Basalts eingetreten sein kann, denn alle diese Gesteine sind von derselben betroffen worden. Jedoch liegen die tertiären Gesteine nicht concordant auf dem Buntsandstein. Am Südrande der Basaltdecken lagern sie auf den obersten Schichten des Mittleren Buntsandsteins, während sie weiter nach Norden hin die Schichten des Röths und im Blatte Steinau nördlich vom Kinzigthale den Wellenkalk bedecken.

Diese Lagerungsverhältnisse lassen sich dadurch erklären, dass man annimmt, die ganze Senkung der Schichten sei erst nach der Ablagerung der tertiären Gesteine, welcher eine erhebliche Abtragung des Bodens nach Süden hin vorangegangen sein müsste, erfolgt. Jedoch kann man die Sache auch anders auffassen und sich vorstellen, dass eine theilweise Senkung der Triasschichten bereits vor der Ablagerung der tertiären Gesteine vorgekommen, und nach ihrer Ablagerung eine zweite grössere Senkung nach Norden hin erfolgt sei.

Bei der Kartirung des Buntsandsteins hat sich die übliche Gliederung desselben in eine untere, mittlere und obere Abtheilung auch in diesen Gegenden ungezwungen durchführen lassen.

Der Untere Buntsandstein zerfällt auch hier in den Bröckelschiefer und den feinkörnigen Buntsandstein.

Ersterer besteht aus einer mächtigen Schichtenfolge von braunrothen, bröckeligen Schieferletten, deren Mächtigkeit sich im Bereiche des Aufnahme-Gebietes nicht bestimmen lässt, da ihre Grundlage, der Zechstein, hier nicht aufgeschlossen ist und wahrscheinlich auch gar nicht zu Tage ausgeht.

An ihrer oberen Grenze nehmen diese Schichten dünne Lagen von Sandstein auf, so z. B. an der Strasse an der Ostseite des Molkenberges bei Orb auf 3 Meter Höhe, und gehen so in den eigentlichen Buntsandstein über. Hart an der oberen Grenze stellen sich in denselben auch wohl dünne Streifen von sandigem Brauneisenstein ein.

Die obere Abtheilung des Unteren Buntsandsteins, der feinkörnige Buntsandstein, zeigt in diesen Gegenden im Allgemeinen eine ähnliche Entwickelung, wie am Thüringer Walde; jedoch machen die untersten Schichten eine Ausnahme.

Statt der dünngeschichteten, röthlichen Sandsteine erscheint hier unmittelbar über dem Bröckelschiefer eine Ablagerung von Sandsteinen, welche dickere Bänke bilden und sich durch ihre weisse Färbung auszeichnen. Dieser Sandstein ist im Allgemeinen ziemlich reich an weissen Kaolinpunkten und arm an Glimmer, der nur auf der Oberfläche der Schichten sich zuweilen etwas mehr bemerklich macht. Seine Schichtung ist gewöhnlich die regelmässige; Absonderungen des Gesteins schräg gegen die Schichtflächen (Uebergussschichtung) kommt hier nur ganz untergeordnet vor. Das Gestein ist in seiner Masse recht homogen, wenig gestreift und auch ziemlich frei von Thongallen, die jedoch nicht ganz fehlen und grünliche oder rothe Färbungen, vorwiegend letztere, zeigen. Der Sandstein ist in Lagen von etwa 0,4 bis 0,6 Meter gesondert. Durch Auskeilen der Schichtflächen vereinigen sich aber auch wohl 2 oder 3 derartige Lagen und bilden so eine Strecke weit dickere Bänke bis zu 2 Meter Mächtigkeit.

Zwischen den Sandsteinschichten stellen sich in grösseren Abständen auch wohl dünne Lagen von rothem Schieferletten ein, welche jedoch in der Regel nur bis zu 10 Centimeter Mächtigkeit erreichen und in der Masse des Sandsteins fast verschwinden.

Die eben gelieferte Beschreibung dieser untersten Sandsteine passt besonders auf das Vorkommen derselben an der Strasse von Orb nach Burgjoss, wo mehrere Steinbrüche in diesen Schichten stehen, der bedeutendste zwischen den Kilometersteinen 7,7 und 7,8. An anderen Orten ist jedoch die abweichende lichte Färbung dieser untersten Sandsteine nicht ganz so auffallend, wie hier, indem sich in diesem Niveau zwischen den weissen Sandsteinen auch wohl röthlich gefärbte Lagen, wenn auch nur sparsam, einstellen.

Die weisse Färbung dieser Schichten ist ohne Zweifel eine ursprüngliche und nicht erst durch Auslaugung des Eisenoxyds aus dem Sandstein entstanden. Diese Ansicht wird nicht nur durch das Auftreten der rothgefärbten Thonschichten und Gallen und durch das Vorkommen einzelner röthlicher Sandsteinlagen zwischen den weissen Sandsteinbänken unterstützt, sondern auch durch die sonstigen Verschiedenheiten, welche diese Schichten im Vergleich mit den höheren bunten Gesteinen dieser Abtheilung aufweisen.

Die Mächtigkeit dieser weissen Sandsteine (der Heigenbrücker Sandsteine Gümbel's) lässt sich im Bereiche des Blattes Salmünster nicht genau nachmessen. In dem eben erwähnten grossen Steinbruche an der Strasse von Orb nach Burgjoss sieht man sie gegen 20 Meter hoch entblösst. Man wird nicht viel fehl gehen, wenn man ihre Mächtigkeit zu 30 Meter annimmt.

Bei der geologischen Aufnahme der Gegend sind diese lichten Sandsteine von den darüber liegenden buntfarbigen Schichten nicht abgetrennt worden, da sie nur als eine locale Bildung zu betrachten und ähnlich aussehende Sandsteine in anderen Gegenden auch in höheren Horizonten des Buntsandsteins bekannt sind.

Gegen ihre obere Grenze hin zeigen die Sandsteine des Unteren Buntsandsteins in diesen Gegenden in ihrer Beschaffenheit eine gewisse Annäherung an diejenige der grobkörnigen Ab-

theilung, indem sich hier zwischen den weichen, zerfallenden Sandsteinschichten Lagen mit etwas gröberem Korn einstellen. Dieselben haben meistens eine grössere Festigkeit und eine weniger rothe Färbung, wie die gewöhnlichen, typisch feinkörnigen Sandsteine und sind in der Regel voll von Thongallen. Derartige Einschlüsse finden sich zwar in allen Horizonten des Buntsandsteins vor, sind aber in diesem Niveau und ferner auch in den Schichten zunächst über der unteren Geröllezone im Mittleren Buntsandstein so verbreitet, dass man ihr Vorkommen local zur Orientirung benutzen kann.

Diese Grenzschichten des Unteren Buntsandsteins sind auch dadurch ausgezeichnet, dass sie an vielen Orten eine grosse Anzahl von rothen Thonschichten einschliessen. In einer Schichtenreihe von 21,35 Meter Mächtigkeit finden sich z. B. in dem im Wege von Mernes zum Stamiger Berge aufgeschlossenen Profile unter der unteren Geröllezone des Mittleren Buntsandsteins 9 derartige Lagen, welche zusammen 3,10 Meter mächtig sind.

Es verdient bemerkt zu werden, dass unmittelbar unter diesen thonreichen Schichten in einem am Wege von Salmünster nach Neudorf auf dem rechten Kinzigufer gelegenen Sandsteinbruche eine Sandsteinplatte mit zahlreichen Steinsalzpseudomorphosen, ganz gleich denen des Röths, aufgefunden wurde.

Bei der Abtrennung des Mittleren Buntsandsteins vom Unteren wurde als Grenze eine kleine Ablagerung sehr grobkörniger Sandsteine angenommen, in welcher ein Theil der Körner die Grösse kleiner Gerölle erreicht.

Dieses untere Geröllelager lässt sich am besten in der Umgegend von Mernes im Jossa-Grunde studiren. Man findet dasselbe recht gut aufgeschlossen bei der Wegtheilung über der Höhenlinie 960 im Wege von Mernes zum Stamiger Berge, wo auch die darüber und darunter liegenden Schichten vorzüglich entblösst sind; ferner im Wege von Mernes auf den Stacken-Berg bei der Wegtheilung in der Nähe der Höhenlinie 1080. Im Kinzigthale trifft man diese Schichten in ganz gleicher Entwickelung in dem ersten Wasserrisse, welcher an der Westseite der Kinzig südlich von der Kinzigbrücke am Wege von Salmünster nach

Neudorf in den Abhang des Münsterberges eingreift; jedoch ist hier der Aufschluss weniger gut, als wie bei Mernes, da die Schichten etwas überrollt sind.

Die unteren Gerölleschichten sind wenig mächtig, in der Umgegend von Mernes 7 bis 8 Meter dick. Sie bestehen aus dickbänkigen Sandsteinen, zwischen denen auch hier sich zuweilen rothe Schieferletten einstellen. Der Sandstein erreicht zuweilen grössere Festigkeit, wird aber an anderen Stellen mürbe, so dass er leicht zerfällt. In diesem Falle sammeln sich die durch Fortschwemmen des feineren Sandes aus der Gesteinsmasse ausgespülten groben Sandkörner und kleinen Gerölle gewöhnlich in grösserer Menge in der Nähe der Lagerstätte an, deren Auffindung in Folge dessen nicht schwierig ist.

Die Grösse der kleinen Gerölle wächst bis zu 9 oder 10 Millimeter Durchmesser. Ihr Material ist grösstentheils Quarz, meistens von weisslicher Färbung, nur selten auch schwarzer Lydit. Ausserdem finden sich recht zahlreich in der Gesteinsmasse auch Körner von Porphyr. Letztere erreichen jedoch die Grösse der Quarz- und Lydit-Gerölle nicht, sondern haben nur etwa die Grösse von Hanfkörnern. Sie rühren von einem Porphyr mit kleinen Quarzkrystallen her, sind aussen blassröthlich, innen aber in Folge weit vorgeschrittener Zersetzung weiss gefärbt.

Auffallender Weise zeigen die groben Körner dieser Zone zuweilen deutliche Eindrücke, welche sie offenbar erst auf ihrer Lagerstätte bei gegenseitiger Berührung erhalten haben. Sie können nur durch chemische Vorgänge entstanden sein.

Die Zusammensetzung des Materials und die Lage dieser Schichten in der Reihe der Sedimente berechtigen zu dem Schlusse, dass diese untere Geröllezone dieselbe ist, welche H. Eck als Zone mit Geröllen »krystallinischer Gesteine« bezeichnet hat. Sie steht also mit der unteren Geröllezone des südlichen Theiles des Thüringer Waldes bei Steinheid und mit den sehr grobkörnigen Sandsteinen an der Basis des Mittleren Buntsandsteins in der Meininger und Eisenacher Gegend parallel. Es bedarf jedoch kaum eines Hinweises darauf, dass eine solche Gleichstellung nur ganz im Allgemeinen statthaft ist.

Ueber der unteren Geröllezone folgen gewöhnliche, grobkörnige Sandsteine im Wechsel mit feinkörnigeren Schichten, von denen letztere in zwei Horizonten eine ansehnliche Mächtigkeit erreichen.

Der eine Complex solcher feinkörniger Sandsteine findet sich an der Ostseite des Jossa-Grundes bei Mernes und Burgjoss unmittelbar über der unteren Geröllezone. Am Stamiger Berge sind sie in einer Mächtigkeit von 32,8 Meter (mit dem Aneroidbarometer gemessen) entblösst. Sie sind wenig fest, roth gefärbt, meistens mürbe und, wie die Schichten gleich unter der unteren Geröllezone, reich an rothen Thongallen. Viele Schichten zeigen hier Uebergussschichtung, die hier auffallend häufig vorkommt, an einer Bank nahe über der unteren Geröllezone in so ausgezeichneter Weise, wie man sie nur selten zu sehen bekommt.

Eine andere mächtige Reihe feinkörniger Sandsteine kommt im oberen Theile dieser Abtheilung am Stolzenberge bei Soden in dem ersten unterhalb dieses Ortes in den Berg einschneidenden tiefen Wasserrisse vor. Das Gestein ist hier grösstentheils licht gefärbt, weisslich oder gelblich, seltener blassröthlich. Man könnte glauben, man befinde sich im Unteren Buntsandstein, wenn nicht das Niveau und einige wenige gröbere Lagen über die Zugehörigkeit zum Mittleren Buntsandstein orientirten.

Gegen die obere Grenze des Mittleren Buntsandsteins hin erscheinen wieder sehr grobkörnige Sandsteine mit zahlreichen groben Geröllen, welche die Grösse einer Hasel- oder Wallnuss, ausnahmsweise auch wohl diejenige eines kleinen Apfels erreichen.

Diese obere Geröllezone bildet in diesen Gegenden einen weit verbreiteten, für die Orientirung in diesen einförmigen Schichten sehr wichtigen Leithorizont, und ist auch für die Bodenverhältnisse des Landes von erheblicher Bedeutung. Sie ist daher bei der Aufnahme der Gegend als eine besondere Abtheilung des Mittleren Buntsandsteins ausgezeichnet worden.

In der Vertheilung der Gerölle in dieser Zone an den verschiedenen Orten und in den verschiedenen Lagen, in der Korngrösse der Sandsteine, in der Färbung und Festigkeit derselben herrscht in diesen Schichten keine völlige Gleichmässigkeit. Es

ist daher auch der Schnitt zwischen ihnen und den darunter liegenden gewöhnlichen grobkörnigen Sandsteinen kein ganz scharfer.

Manche Schichten sind hier mit Geröllen angefüllt, während dieselben in anderen Lagen sparsamer werden oder auch ganz fehlen. Solche geröllearmen oder geröllefreien Schichten haben gewöhnlich ein weniger grobes, mittleres oder auch wohl feines Korn. Sie finden sich besonders oft an der oberen Grenze dieser Zone, während die tieferen Schichten die meisten Gerölle beherbergen. Die Färbung dieser Sandsteine ist gewöhnlich lichtgrau, besonders in der Umgebung von Alsberg und zwischen dem Kinzig- und Brachtthale. Jedoch kommen auch röthliche Schattirungen vor, wie in dem Steinbruche an der Strasse zwischen Seidenroth und Steinau. Derartige Färbungen erscheinen besonders in den feinkörnigen oberen Lagen dieser Schichtenreihe.

Die äussere Erscheinung dieser Gesteine an der Oberfläche ist je nach den Festigkeitsverhältnissen derselben sehr verschieden. Wo die Bänke leicht auseinander fallen, bietet die Landschaft nichts besonders Auffälliges; nur die zahlreich umherliegenden Kiesel verrathen dann die Nähe der Gerölleschichten.

Ganz eigenartig wird aber das Aussehen der Gegend dann, wenn dieselben grössere Festigkeit erlangen. Es erscheinen in diesem Falle da, wo sie anstehen, im Boden oft Felsblöcke von gewaltiger Grösse, welche sich zuweilen zu höheren Felsenmassen aufbauen. Die Abhänge der Berge sind alsdann unterhalb der Lagerstätte dieser Gesteine mit Blöcken, welche sich in Folge der Erosionsthätigkeit des Wassers von derselben losgelöst haben und durch Abspülung der Unterlage immer weiter thalwärts gerutscht sind, oft bis zur Sohle der Thäler hin wie übersäet, und die Sohlen enger Thalschluchten zuweilen mit Strömen solcher Blöcke angefüllt.

Besonders bemerkenswerth sind die Felsenmassen in der Nähe des Bellinger Kreuzes, hart an der Ostgrenze des Blattes Salmünster, schon im Blatte Altengronau, rechts am Wege von diesem Knotenpunkte nach dem Thonkautenkopfe hin; ferner die gewaltigen, aus dem Boden hervorragenden Felsblöcke in der Schneisse zwischen den Forstdistricten 244 und 245 der Oberförsterei Mar-

joss, die Blockenhäufungen am Südabhange des Happel, in den Erlen bei Alsberg und am Hohenstein daselbst, wo sie ein kleines Felsenmeer bilden; endlich auch die Blockströme in der Thalschlucht des Happelsgrabens und der Auerbach.

Eine eigenthümliche Erscheinung sind in diesen groben Sandsteinen die häufig darin vorkommenden runden Sandsteinkugeln, die zwar auch in den tieferen Schichten des Buntsandsteins in diesen Gegenden zu treffen sind, aber nirgends zahlreicher vorkommen, wie hier. Ihre Erscheinung erinnert an Oolithbildung, welche vielleicht bei der Bildung des Bindemittels derselben eine gewisse Rolle gespielt hat. Die in der oberen Geröllezone vorkommenden Kugeln sind gewöhnlich 8 bis 15 Millimeter gross, erreichen aber ausnahmsweise auch wohl einen Durchmesser von 3 bis 4 Centimeter. Solche sehr grosse Kugeln machen manchmal den Eindruck, als seien sie aus kleineren Kugeln zusammen gesetzt. Zuweilen zerfallen dieselben, während sie in anderen Fällen fester sind, wie das Gestein, worin sie stecken. Durch das Ausfallen oder Zerfallen derselben erhalten diese groben Sandsteine dann ein ganz eigenthümliches, zerfressenes und pockennarbiges Aussehen.

Man findet diese Kugeln besonders häufig in den Sandsteinblöcken südlich von Seidenroth nahe bei diesem Dorfe.

Nach ihrer Lage und nach der Beschaffenheit der Gerölle sind die oberen Geröllschichten bei Salmünster ohne Zweifel dem Haupt-Conglomerate des Schwarzwaldes und der Vogesen gleichzustellen. Sie scheinen geradezu die nördliche Fortsetzung dieser Schichten zu sein, da nach Osten hin, am Thüringer Walde, in dieser Region keine Gerölle vorkommen, dieselben also nicht von dieser Seite her herbeigeführt worden sein können. Es herrscht, wie in der unteren Geröllzone, unter den Geröllen weisser Quarz vor; daneben finden sich auch graue oder röthliche Varietäten und sehr sparsam auch Lydit. Dagegen wurden Gerölle eruptiver Gesteine, wie von Porphyr oder Granit, hier nicht beobachtet.

Diese für die Parallelisirung der Schichten des Buntsandsteins wichtige, auch in anderen Gegenden, namentlich in Süddeutschland vielfach beobachtete Verschiedenheit in der Zusammensetzung

der Gerölle im unteren und oberen Theil des Mittleren Buntsandsteins weist ohne Zweifel bis zu einem gewissen Grade auf eine Aenderung des Ursprungs dieser Gerölle hin. Jedoch ist bei der Erörterung dieses Umstandes nicht ausser Acht zu lassen, dass auch die oberen Geröllschichten zahlreiche feine, sogen. Kaolinpunkte enthalten, die nur aus der Zerstörung granitischer oder porphyrischer Gesteine hervorgegangen sein können, und vielleicht theilweise nicht zersetzter Feldspath, sondern Porphyr sind.

Es mag bei dieser Streifung der Frage nach dem Ursprunge der Gesteinsmasse des Buntsandsteins noch bemerkt werden, dass bei Salmünster der grobkörnige Sandstein bis zu einem hohen Niveau eine ganz gleiche Zusammensetzung seiner Masse zeigt, wie die untere Geröllezone, indem sich unter den groben Körnern neben dem gewöhnlichen Quarzsande auch hier etwas Lydit und ziemlich viele Körner von Porphyr vorfinden.

Als oberstes Glied des Mittleren Buntsandsteins wird am Thüringer Walde die kleine Abtheilung des Chirotherium-Sandsteins von Hildburghausen angesehen. Diese nur wenige Meter dicke Ablagerung findet sich auch bei Salmünster vor, zeigt jedoch hier nicht ganz die gleiche Selbstständigkeit, wie am Thüringer Walde und weiter westlich in der Kissinger Gegend, da das Gestein zuweilen durch Gröberwerden des Kornes und durch den Mangel einer scharfen Abtrennung durch Schichtflächen oder durch Thonbänke Uebergänge in den gewöhnlichen grobkörnigen Sandstein zeigt, so dass an einzelnen Stellen die Trennung von demselben etwas Künstliches an sich hat.

Bei regelmässiger Ausbildung ist dieser Sandstein hellfarbig, seltener gelb, ziemlich feinkörnig, und zuweilen recht kieselig. Dolomitknauern wurden hier in diesen Schichten gar nicht und der für diesen Horizont so charakteristische Carneol nur einmal in einem einzigen Stück bei Bellings angetroffen.

Eine Abtrennung dieser Schichten vom Mittleren Buntsandstein und eine Zutheilung derselben zum Oberen Buntsandstein, wie sie bei anderer Ausbildung des Chirotherium-Sandsteins in Süddeutschland von den namhaftesten süddeutschen Geologen vorgenommen worden ist, würde bei dieser engen Verbindung des

Chirotherium-Sandsteins mit dem grobkörnigen Sandstein etwas Gewaltthätiges an sich haben. Sie sind daher auch hier, wie am Thüringer Walde', beim Mittleren Buntsandstein belassen worden.

Im Oberen Buntsandstein wechseln im unteren Theile der Ablagerung Sandsteine mit Schieferletten, während im oberen Theile desselben letztere die ersteren bis auf wenige dünne Streifen verdrängen.

Die Röthsandsteine sind gewöhnlich roth gefärbt und reich an Glimmer, nehmen aber, wenn sie dickere Bänke bilden, auch wohl graue Farbe an. Die dünnen, glimmerreichen Lagen schiefern gewöhnlich stark, während die grauen Bänke zuweilen recht geschlossen sind. Solche festere Sandsteine finden sich bei Steinau und Bellings häufiger im obersten Theile der sandigen Abtheilung des Oberen Buntsandsteins. In der Nähe des Strassenknotens Steinau-Marjoss-Bellings trifft man eine solche Bank, welche in einer Mächtigkeit von 0,85 Meter aus dem Boden heraustritt und wohl noch dicker ist.

Die Thone des Oberen Buntsandsteins sind in der untersuchten Gegend gewöhnlich roth gefärbt. Anders aussehender Thon kommt hier fast nur an der Basis des Oberen Buntsandsteins vor, wo über dem Chirotherium-Sandstein, ganz so wie am Thüringer Walde, beständig ein gegen 2,5 Meter mächtiges Thonlager von grünlich-weisser Farbe erscheint. Die Masse dieses Thons ist gewöhnlich etwas blätterig, wird aber auch wohl plastisch, und ist in diesem Falle von dem tertiären Thon schwer, zuweilen gar nicht zu unterscheiden. Er wird bei solcher Beschaffenheit, wie jener, auch wohl zur Herstellung von Töpferwaaren gewonnen, so in einer kleinen Grube an der Ostseite der Strasse von Steinau nach Seidenroth auf dem dort liegenden grossen Oedlande.

Eine sehr ungewöhnliche Erscheinung ist das Vorkommen von Brauneisenstein in diesem weissen Thonlager. Er bildet darin einige dünne, wenige Centimeter mächtige Streifen in der Nähe der oberen Grenze desselben. Dieser Eisenstein hat gewöhnlich schiefrige Textur, wie der Röththon, wird aber auch wohl dicht. Sein Vorkommen scheint in dem Gebiete der Mess-

tischblätter Steinau und Salmünster recht beständig zu sein, da er daselbst an sehr vielen Punkten in diesen Schichten angetroffen wurde.

Ausser dieser untersten Lage wurde weiss gefärbter Thon in dem untersuchten Gebiete nur noch in einem dünnen Streifen 3,5 Meter über dem untersten hellfarbigen Röththone und ausserdem in höherem Niveau in Verbindung mit den gleich zu erwähnenden quarzitischen Sandsteinlagen beobachtet.

An ihrer oberen Grenze schliesst die sandige Schichtenreihe im Oberen Buntsandstein gegen die Thone mit zwei nahe bei einander liegenden, durch rothe Schieferletten getrennte Lagen von hellfarbigem, quarzitischem Sandstein ab, die mit hellfarbigem Thone verwachsen zu sein pflegen. Beide Lagen, von denen die eine oder die andere auch wohl einmal sich auskeilt, sind nur wenig mächtig. In dem Hohlwege, der 25 Schritt östlich vom Kilometerstein 4,3 von der Strasse von Steinau nach Bellings nach den Wiesen »bei der Warte« abgeht, ist die untere Bank 0,4 bis 0,5 Meter dick; die zweite liegt hier 1,1 Meter über der unteren und ist an dieser Stelle 0,2 Meter mächtig.

Diese beiden Quarzitlagen enthalten, wie auch wohl andere Röthsandsteine, zuweilen zahlreiche kleine, oft ganz regelmässig in den Schichtflächen liegende Poren, welche, wie die Form derselben zuweilen erkennen lässt, durch Auslaugung kleiner Gypskrystalle entstanden sind.

Nach ihrer Beschaffenheit und Lage sind diese weissen Sandsteinbänkchen vermuthlich die Ausläufer derjenigen weissen Sandsteine, welche im Mainthale bei Gambach etwa in der Mitte des oberen Buntsandsteins in ansehnlicher Mächtigkeit auftreten und dort ebenfalls Chirotherienfährten enthalten, wie der carneolführende Chirotherien-Sandstein des Thüringer Waldes.

Sollte diese Ansicht durch die weitere Untersuchung der Gegenden nach Südosten von Salmünster bestätigt werden, so würde daraus folgen, dass in der Spessartgegend die Versandung des Röths bereits viel höher aufwärts reicht, wie am Main bei Gambach, wo unter dem oberen Chirotherien-Horizont bis zum Voltziensandstein noch eine ansehnliche Schichtenreihe von Thonen liegt.

Die Bestimmung der Mächtigkeit der einzelnen Abtheilungen

des Buntsandsteins ist, wie bereits oben angegeben wurde, bei der Abtheilung des Bröckelschiefers in dem untersuchten Gebiete nicht ausführbar, da die Unterlage desselben nicht hervortritt; ebensowenig bei dem Oberen Buntsandstein, da der bedeckende Wellenkalk hier nicht erhalten ist. Auch konnte die Mächtigkeit der feinkörnigen Sandsteine des Unteren und diejenige des Mittleren Buntsandsteins in Folge der nicht ganz horizontalen Lagerung der Schichten nur annähernd bestimmt werden.

Eine Aneroidmessung des Abstandes der oberen Grenze des Bröckelschiefers bei Orb von der unteren Grenze der unteren Geröllzone im Mittleren Buntsandstein an der Grossen Kuppe und bei dem alten Landesgrenzstein No. 161 ergab Höhenunterschiede von 186,6 und 178,6 Meter oder von 595 und 569 rhl. Fuss. Die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins von der unteren Grenze desselben bis zur unteren Grenze der oberen Geröllzone wurde am Hainberge bei Mernes mit dem Aneroid auf 167 Meter oder 532 rhl. Fuss bestimmt. Rechnet man noch 25 Meter für die oberen Geröllschichten mit dem Chirotherien-Sandstein, deren Mächtigkeit sich hier nur annähernd bestimmen lässt, so erhält man als Mächtigkeit des ganzen Mittleren Buntsandsteins 192 Meter oder 612 rhl. Fuss.

Die tertiären Schichten sind an den verschiedenen Orten nicht gleichmässig ausgebildet. Während sie an manchen Orten zu ansehnlicher Mächtigkeit anschwellen, keilen sich dieselben zuweilen ganz oder fast ganz aus.

Unten bestehen sie aus grobem Sande mit Geröllen von Quarz und Sandstein, höher aus geröllefreien, feineren Sanden. Westlich vom Kinzigthale sind letztere zuweilen zu Quarziten verkittet, welche von der Lagerstätte losgelöst oft weit abwärts in die Thäler geführt worden sind. Solche Blöcke werden bei Salmünster als Findlinge bezeichnet.

Das oberste Glied der Ablagerung besteht aus hellfarbigem Thon, der an manchen Stellen zu Töpferwaaren ausgebeutet wird.

Hie und da kommen in diesen Ablagerungen dünne Scherben und Brocken von Braun-, seltener von Roth-Eisenstein vor, deren

Niveau in diesen Schichten nicht ganz sicher festgestellt werden konnte. So geringfügig dieses Vorkommen auch ist, so hat man dasselbe, wahrscheinlich zusammen mit dem oben erwähnten Eisenstein im untersten grauen Röth, in alten Zeiten doch zur Gewinnung von Eisen benutzt. Man findet an zwei Stellen, wo diese Schichten vorkommen, im Walde ziemlich grosse Halden von Eisenschlacken, die zuweilen Holzabdrücke zeigen und von einem sehr rohen Eisengewinnungsprozesse herrühren. Der eine dieser Schlackenhaufen liegt bei Alsberg im Forstdistricte »Sauwiese«, nahe bei dem Forstgrenzsteine No. 9, der andere, in dessen Nähe der ganze Erdboden im Walde durchwühlt worden ist, im Forstdistricte No. 1 des Steinauer Stadtwaldes.

An Versteinerungen wurden in diesen Schichten nur gefunden: einige Stücke von verkieselten Coniferenhölzern in den gerölleführenden Sanden im Sodener Stadtwalde, ein nicht bestimmbarer Abdruck eines Blattes in den Thonen an der Thongrube im Blatte Altengronau und an der Bellinger Warte in den dort liegenden tertiären Sanden Brocken eines verkieselten Oolithgesteines mit verkieselten Muscheln, unter denen deutlich *Myophoria vulgaris* und *Terebratula vulgaris* erkannt werden konnten. Die zuletzt erwähnten Muschelreste stammen ohne Zweifel aus den Schaumkalkbänken der Schaumkalkzone des Unteren Muschelkalks und sind aus einem kleinen Bergsturz von Muschelkalk, der sich wahrscheinlich schon zu tertiärer Zeit von den benachbarten Muschelkalkbergen losgelöst hat, und von welchem ein kleiner Rest an der Bellinger Warte noch jetzt erhalten ist, in die tertiären Sande gerathen.

Zur Bestimmung des Alters dieser Schichten genügen die eben aufgezählten Reste nicht. Jedoch kann die Identität dieser Sande mit den in Hessen weit verbreiteten, über dem Rupelthone liegenden, petrefactenarmen, häufig zu Quarziten verkitteten Sanden kein Zweifel herrschen, da unmittelbar unter ihnen nahe bei Salmünster, bei Eckardroth, ebenfalls ein in der Literatur [1]) vielfach erwähntes kleines Thonlager mit *Leda Deshayesiana* erschürft worden ist. Diese Sande sind also oberoligocänen Alters; doch

[1]) Vergl. H. Bücking: Die geognostischen Verhältnisse des Büdinger Waldes, S. 70.

könnte der obere Theil der Ablagerung, namentlich der Thon, noch in die miocäne Zeit hineinragen.

Der über diesen tertiären Sedimenten lagernde Basalt bildet östlich und westlich vom Kinzigthale zwei grosse Decken, die vielleicht ursprünglich in Zusammenhang gestanden haben und erst später durch die Ausbildung dieses Thales von einander getrennt worden sind. Ihre Mächtigkeit ist im Allgemeinen nicht sehr bedeutend; östlich von der Kinzig ist sie schwerlich irgendwo grösser, als 15—20 Meter; nur an der Westseite dieses Thales schwillt sie gegen den Nordrand des Blattes Salmünster hin stärker an. Vermuthlich liegt hier ein Eruptionspunkt vor.

Das äussere Aussehen dieser Basaltgesteine ist grossem Wechsel unterworfen. Sie sind bald dunkel gefärbt, bald grau, bald dicht, bald wie ein Schwamm von grossen Poren durchzogen, bald doleritisch-körnig, bald mehr aphanitisch.

So verschieden diese Basalte auch aussehen, so hat die mikroskopische Untersuchung derselben, soweit sie bisher ausgeführt worden ist, doch ergeben, dass sie alle zur Gruppe der Feldspathbasalte gehören und in ihrer mineralogischen Beschaffenheit und Structur zwar Verschiedenheiten zeigen, aber durch Uebergänge so mit einander verbunden sind, dass eine Trennung dieser Gesteine unthunlich erscheint.

Sie gehören grösstentheils zu derjenigen Gruppe von Feldspathbasalt, welche Rosenbusch als Meissner Typus bezeichnet. Sie sind meistens reicher an Feldspath, als an Augit und verhältnissmässig arm an Olivin, der nur selten auch makroskopisch darin erscheint. Das Eisenerz findet sich darin theils in Form langer, seitlich gelappter oder gekörnelter Spiesse, theils in Form kleiner Körner. Chemisch ist die Natur desselben bisher nicht untersucht worden.

Fast alle untersuchten Schliffe enthalten einen Rückstand an Glas, welcher nur selten fehlt. In letzterem Falle geht das Gestein in glasfreien typischen Feldspathbasalt über, während bei Ueberhandnahme des Glases sich dasselbe in einzelnen Fällen in seiner Beschaffenheit derjenigen der Magmabasalte sehr nähert. Das Glas dieser Basalte ist bräunlich oder dunkel gefärbt und

gewöhnlich mit feinem, globulitischem Staube erfüllt, der zuweilen so fein ist, dass sich derselbe auch bei stärkster Vergrösserung nicht mehr auflösen lässt. Ausserdem finden sich darin noch zahlreiche andere Entglasungsproducte, namentlich lange gerade Spiesse, die kleinen Krystallen gleichen, aber das Licht nur einfach brechen, und zuweilen auch regelmässige Margarite.

Diese Basalte bilden also eine Reihe, welche von den Magmabasalten zu den holokrystallinen Feldspathbasalten einerseits und von den glashaltigen typischen Feldspathbasalten zu den olivinfreien Basalten andererseits verläuft.

In den Poren der blasigen Varietäten ist der Hyalit als dünner Ueberzug oder in wasserhellen, traubigen Massen sehr verbreitet. Im Dünnschliffe zeigt er bei gekreuzten Nicols ein feststehendes, den Nicol-Hauptschnitten paralleles Interferenzkreuz, welches sich bei Drehung des Präparates zuweilen in Hyperbeln auflöst.

Das Verwitterungsproduct dieser Basalte ist zwar zuweilen etwas bräunlich, meistens aber hellfarbig und dem tertiären sedimentären Thone an der Oberfläche so ähnlich, dass eine sichere Unterscheidung zuweilen nicht möglich ist.

Die Lautenthaler Soolquelle und ihre Absätze.

Von Herrn **Georg Lattermann** in Berlin.

(Hierzu Tafel VI.)

Im Bereich der Grube »Güte des Herrn« zu Lautenthal im Harz fliesst ununterbrochen seit einer längeren Reihe von Jahren eine Soolquelle, welche durch ihre abnorme Constitution an sich wie durch ihre merkwürdigen Absätze gleich interessant geworden ist. Sie entspringt dort, 370 Meter unter Tage, im Leopolder Gange und wurde, wie der Bericht der Lautenthaler Berginspection besagt, vor etwa 30 Jahren beim Ausrichten des genannten Ganges auf der 13. Strecke der Grube »Güte des Herrn« angefahren. Die Ausrichtung ist hier vom Lautenthalsglücker Hauptgang aus durch einen liegenden Querschlag bewirkt, welcher bei 52 Meter den Leopolder Gang überfahren hat. Beim Auslängen gegen Westen, in einer Entfernung von 22 Meter vom Querschlage, ist die Quelle angeschossen worden. Der eigentliche Quellpunkt liegt in einem kleinen gegen das Liegende getriebenen Querschlage, 215 Meter östlich vom Güte des Herren-Schacht und 185,5 Meter westlich vom Maassener Schacht.

Seit dem Augenblick, in dem die Quelle zu fliessen begonnen, haben sich in der Nähe des Quellmundes stalaktitenartige Bildungen angesetzt; auch zeigte es sich, dass in den Pumpenröhren, durch welche die Wasser ihren Lauf aufwärts zum Stollen nahmen, sich feste Inkrustationen bildeten, welche wiederholt Anlass zum Abwerfen der Röhren gaben. Aber lange Jahre hindurch hatte man

dieser Erscheinung keine weitere Beachtung geschenkt, bis Herr Bergrath BANNIZA in Lautenthal auf die Röhreninkrustationen aufmerksam wurde und im Frühjahr 1886 dem Oberbergamt Clausthal Proben der Quellwasser sowie der festen Absätze zur Untersuchung einsandte. Die Analysen sind leider noch nicht publicirt worden; dagegen wurde ein Stück jener Röhrenansätze, welches von dem Bergbaubeflissenen TSCHEPKE im Herbst 1886 ohne Angabe über die Zusammensetzung als Anlage zu einer Referendararbeit bei der Direktion der Königl. Bergakademie zu Berlin eingereicht worden war, auf deren Veranlassung im Laboratorium der Anstalt untersucht. Die von Herrn Prof. FINKENER ausgeführte Analyse vom 8. November 1886 ergab ein überraschendes Resultat:

Schwefelsaurer Baryt	94,3 pCt.
Schwefelsaurer Strontian . . .	1,6 »
Schwefelsaurer Kalk	0,1 »
Eisenoxyd	0,5 »
Wasser	3,6 »
Summa	100,1 pCt.[1]

Der Absatz bestand also im Wesentlichen aus schwefelsaurem Baryt mit einem geringen Gehalt an Strontian.

Es war zu erwarten, dass durch eine genauere Untersuchung der Verhältnisse an Ort und Stelle der Verlauf des Bildungsprozesses sich würde verfolgen lassen. Aber leider war inzwischen aus Mangel an Aufschlagwassern für die Kunst jener Theil des Grubengebäudes ersoffen, und die Wiederaufwältigung gelang erst im Januar 1888.

In der Zwischenzeit wurden der Direktion durch Herrn A. HALFAR wiederum Proben jenes Vorkommens zugesandt, welche derselbe von einem Untersteiger TRÜMPER erhalten. Ausser dem schon bekannten Röhrenstein enthielten dieselben Ansätze aus dem Schachtsumpf des Güte des Herren-Schachtes, sowie ein tropfsteinartiges Material, welches nach Angabe TRÜMPER's sich an den Streckenstössen zu einer Zeit gebildet haben sollte, wo das Quellort zur Zurückhaltung der Soolwasser abgedämmt worden

[1]) Die Analyse ist in der Januarsitzung 1887 der Deutschen geologischen Gesellschaft von Herrn HAUCHECORNE mitgetheilt und besprochen worden.

war[1]). Die von dem inzwischen verstorbenen Dr. Bärwald ausgeführte und unterm 27. Dezember 1886 eingereichte Analyse ergab:

A. für den Tropfstein		B. für den Ansatz im Schachtsumpf	
$SrSO_4$ . . .	6,45 pCt.	$SrSO_4$ . . .	5,26 pCt.
Fe_2O_3 . . .	0,67 »	Fe_2O_3 . . .	3,52 »
H_2O	0,76 »	H_2O	2,05 »
Der Rest ist $BaSO_4$[2]).		Der Rest ist $BaSO_4$[2]).	

Im Februar 1888, als durch erfolgte Sümpfung der bereits im Schacht aufgegangenen Wasser die 13. Strecke wieder fahrbar gemacht worden war, wurde dem Verfasser von der Direktion der Königl. Geologischen Landesanstalt der Auftrag ertheilt, an Ort und Stelle eine Reihe von Probeentnahmen und Untersuchungen auszuführen, welche zur Aufgabe hatten, den vermutheten Zusammenhang zwischen der Soolquelle und jenen erwähnten Absätzen festzustellen.

Zur Erläuterung der allgemeinen Verhältnisse möge Folgendes vorausgeschickt werden:

Der Leopolder Gang mit einem Generalstreichen von h. 9,2 und 55° südl. Fallen setzt im Liegenden des Lautenthalsglücker Hauptganges auf, und zwar halten beide in der Nähe des Quellortes etwa 40 Meter Abstand, während sie sich weiter morgenwärts schaaren. Die Mineralcombination, welche nach v. Groddeck[3]) den Typus des Lautenthaler Gangzuges ausmacht, ist die folgende:

1. Aelterer Kalkspath, in deutlichen Spaltungsrhomboëdern bis zu 2 Zoll Grösse.
2. Quarz, radial krystallinisch, weiss, bis 1/4 Zoll mächtig.
3. Bleiglanz und Quarz, massig verwachsen, bis 1/2 Zoll mächtig.
4. Blende und Kupferkies, massig verwachsen.

---

[1]) Diese Angabe des Herrn Trümper bedarf insofern einer Berichtigung, als eine Verdämmung niemals vorgenommen worden ist. Wahrscheinlich handelt es sich um die gewöhnlichen Stalaktitenbildungen, die man am Quellort noch jetzt entstehen sieht.

[2]) In beiden Analysen ist von einer Bestimmung der Kalkerde, Kieselsäure, bezw. auch Kohlensäure Abstand genommen worden. Es ist dies bei der Restbestimmung des schwefelsauren Baryts in Rücksicht zu ziehen.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1888, S. 771.

Diese Angaben gelten auch für den beiläufig an jener Stelle sehr armen Leopolder Gang. Schwerspath fehlt, wie in dem ganzen Theil des Zuges östlich der Innerste. Der Kalkspath reichert sich in einer etwa 1 Meter mächtigen Zone am Liegenden an, und dies ist die quellführende Schicht. Das Hangende des Ganges bilden in jener Gleichförmigkeit, welche die Harzer Gangvorkommnisse kennzeichnet, Culm-Grauwacken und -Thonschiefer; im Liegenden dagegen hat der Gang als Verwerfer die Schichten bis abwärts zum Oberdevon in das gleiche Niveau heraufgerückt. Auch das Nebengestein führt keinen Schwerspath. Zahlreiche Trümer, die mit Kalkspath ausgefüllt sind, durchziehen das Gebirge zwischen Leopolder Gang und Hauptgang. Dieser Umstand erklärt die Communikation zwischen der Hauptquelle und einem weiter westwärts beobachteten untergeordneten Quellvorkommen.

Die Hauptquelle bricht an dem erwähnten Punkt im Leopolder Gang in mehreren Strahlen hervor. Sie sprudelt aus dem westlichen Stoss nahe der Sohle und rinnt und tropft an mehreren Stellen von der Firste herab. Das Quantum wurde durch directe Messung zu annähernd 40 Liter pro Minute oder 57600 Liter pro Tag festgestellt[1]. Das Wasser sammelt sich auf der Sohle und fliesst in einer 10 bis 30 Centimeter breiten Wassersaige durch den Querschlag nach der 13. Strecke im Lautenthalsglücker Hauptgang und von da durch einen Diagonalquerschlag zum Schacht. Die Länge des gesammten Wasserlaufs beträgt 350 Meter. Auf jenem Diagonalquerschlag, 70 Meter vom Schacht »Güte des Herrn« entfernt, liegt der zweite Quellpunkt. Hier tropft das Wasser nur spärlich von der Firste ab, sodass die pro Minute fliessende Soolmenge 1 Liter nicht übersteigen dürfte. Welcher Art die quellführende Schicht ist, konnte nicht festgestellt werden, da die Strecke an jener Stelle dicht in Zimmerung steht; doch ist zu vermuthen, dass es sich um eine jener das Nebengestein durchsetzenden Kalkspathschnüre handelt. Beide Quellpunkte liegen in gerader Linie 180 Meter von einander entfernt. Die Verbindungslinie liegt in h. 7,6.

[1]) Die Messung erfolgte auf Veranlassung der Grubenverwaltung im Febr. 1888.

Die Quelle nimmt auf ihrem Wege zum Schacht an verschiedenen Stellen Grubenwasser auf, die ihr aus Klüften oder höher gelegenen Bauen zusitzen. Diese Wasser wurden ebenfalls in den Bereich der Untersuchung gezogen, da zu vermuthen stand, dass sie auf die Absatzbildungen nicht ohne Einfluss wären. Die Zuflüsse sind naturgemäss weniger constant, quantitativ wie qualitativ, als die Soole, welche von allen Witterungseinflüssen unabhängig jahraus, jahrein in derselben Stärke geflossen ist. Die Gesammtmenge der der Soole zugehenden Wasser beträgt 15 bis 20 Liter pro Minute. Davon entfällt aber weitaus der grösste Theil auf 2 in der Folge als No. 5 und No. 7 bezeichnete Zuflüsse.

Zufluss 1 [1]) geht der Soole aus dem östlichen Auslängen im Leopolder Gange zu, also 25 Meter vom Hauptquellort.

»	2)	75	Meter vom	Quellort.
»	3)	125	» »	»
»	4)	180	» »	»
»	5)	190	» »	»
»	6)	230	» »	»
»	7)	340	» »	»

Von dem letztgenannten Punkt aus geht das Soolgemisch in einem Gefluder dem Schachtsumpf zu und wird in hölzernen Pumpensätzen bis zur Höhe des Sachsenstollens gehoben.

Die Absätze der Soolquelle, die sich bei der Befahrung vorfanden, sind in zwei Gruppen zu trennen: in solche, die unter normalen Verhältnissen und zu jeder Zeit gebildet werden, und solche, die nur jener Periode entstammen, wo die Strecke ersoffen war.

Zu ersterer Abtheilung gehören die stalaktitenartigen Bildungen am Quellort. Sie sind aus schwammig zerbrechlichem Material

---

[1]) Bei der Anwesenheit des Verfassers in Lautenthal konnten nur 3 Zuflüsse constatirt werden, während das Vorhandensein weiterer sich nur aus ihrer Wirkung muthmassen liess. Der Zustand der Grube kurz nach erfolgter Sümpfung liess eine eingehendere Untersuchung nicht zu. Später hat sich Herr Bergreferendar Dütting der Mühe unterzogen, nach Vornahme gründlicher Aufräumungsarbeiten auch diese Zuflüsse aufzusuchen und die betreffenden Proben zur Untersuchung einzusenden.

und hängen dichtgedrängt in etwa $^1/_2$ Meter langen braunen und weissen Zapfen von der Firste herab. Hauptsächlich entstehen sie da, wo das Soolwasser nur herabtropft, während den schneller fliessenden Quellarmen die Zeit zu Ausscheidungen dieser Art zu fehlen scheint. In welcher Menge sich die Stalaktiten bilden, kann nicht sicher festgestellt werden. Soweit dem Verfasser bekannt geworden, sind Marken, die er bei seiner Anwesenheit hinterlassen, ein Jahr später überwuchert gewesen, sodass ein Weiterwachsen in dieser Zeit ausser allem Zweifel steht.

Die anfangs klare Soole trübt sich auf ihrem Wege durch das Grubengebäude und scheidet einen weissen Schlamm aus, der sich theils in der Wasserrösche absetzt, theils suspendirt bleibt und weiter hinweggeführt wird. Gleichzeitig damit bildet sich auf der Oberfläche des Wassers eine feine weisse mineralische Haut, welche weiterab von der Quelle an Dicke und Cohärenz zunimmt und eine gelbliche Färbung erhält. Infolge ihres Bestrebens, sich beharrlich an der Oberfläche des Wassers zu halten, macht sie fast den Eindruck einer dünnen, erstarrten Talgschicht. Erst wenn man sie zerschlägt, und die Schollen sich allseitig mit Wasser genetzt haben, sinkt sie unter. — Beide Bildungen erfolgen in beträchtlicher Menge, namentlich der weisse Niederschlag, welcher in kurzer Zeit die Wasserrösche verschlemmt. — Die Reaction macht sich zuerst in 50 Meter Entfernung vom Quellort bemerkbar, also nachdem eine Vermischung mit Grubenwassern bereits eingetreten. Von da dauert sie auf dem ganzen Wege bis zum Schacht fort.

In den Gefludern, welche das Soolgemisch zum Schachtsumpf führen, sowie im Schachtsumpf selbst finden sich Inkrustationen von ein bis mehreren Centimetern Dicke. Dieselben sind fest und hart, zeigen krummschalige Oberfläche und im Innern deutlich concentrisch-schalige Structur. Die Farbe ist ockerig bis rostbraun. Von ähnlicher Beschaffenheit sind die Ansätze in den Saugrohren. Dieselben haben sich in den Pumpensätzen von der 13. Strecke an aufwärts bis zur 11. Strecke auf eine saigere Erstreckung von 120 Meter gebildet. Man findet sie in den abgeworfenen Röhren in durchschnittlich 2 Centimeter Ringstärke, was

schon einer beträchtlichen Querschnittsverjüngung entspricht. Die Angaben über die Zeit, in welcher sie diese Dicke erreichen, schwankte zwischen 3 und 5 Jahren. Seit 1886, wo die Rohre das letzte Mal ausgewechselt wurden, werden genaue Erhebungen über ihre Inbetriebhaltung und die Dauer der Stillstandsperioden angestellt. Das Quantum Schwerspath, welches sich während einer solchen Periode von 3 oder 5 Jahre in den Röhren absetzt, beträgt über 2000 Kilogramm.

Am zweiten Quellort, 70 Meter vom Güte des Herren-Schacht entfernt, finden sich ausser den Tropfsteinansätzen, welche Firste und Stoss bedecken, auch noch Inkrustationen auf der Sohle vor. Zuweilen haben die aufschlagenden Tropfen kleine Gegenstände, mit denen sie auf der Sohle in Berührung kamen und welche sie dadurch in immerwährender Bewegung erhielten, allseitig mit einer emailartigen Schicht überzogen. Diese Ueberzüge auf Quarz- und Schieferbrocken, Holzstückchen u. dergl. erinnern an die bekannten Karlsbader Sprudelbildungen.

In der Zeit vom Sommer 1886 bis Winter 1887, während welcher die 13. Strecke sich mit Soole vollgesackt hatte, erfolgten zahlreich Absätze von schlammiger, sandiger oder schwammartiger Beschaffenheit. In der Nähe der Quelle zeigte sich die Streckensohle nach der Sümpfung mit einer 1—2 Decimeter hohen Schicht eines zähen weissen bis grauweissen Schlammes bedeckt; weiterab nimmt derselbe eine mehr röthliche Färbung an und geht schliesslich in eine braunrothe, sich sandig anfühlende Masse über. Die beiden erstgenannten Producte bleiben auf die ersten 80 Meter der Strecke beschränkt. — An vielen Stellen, hauptsächlich in der Nähe der Wasserstandslinie, bedeckten sich die Stösse in jener Zeit mit moosartigen bis schwammigen Stalaktitenbildungen, ähnlich denen, die noch heut am Quellort entstehen. Eine eigenthümliche Erscheinung darf hier nicht unerwähnt bleiben. In einem 120 Meter vom Schacht entfernten Querschlage sind vor Ort zwei Bohrlöcher stehen geblieben, aus welchen ein schwach vitriolhaltiges Wasser (Zufluss 6) hervorsickert. Naturgemäss floss dasselbe in der Zeit, wo die Strecke ersoffen war, in dem specifisch schwereren Soolgemisch aufwärts, und deshalb findet man vor Ort

die zierlichen Stalaktiten, die sich durch die Reaction des Wassers auf die Soole bildeten, in aufwärts gerichteter Stellung.

Gase führt die Quelle in geringer Menge mit, doch scheinen dieselben bei den Absatzbildungen keine nennenswerthe Rolle zu spielen. Wenn man die frische Soole in einem Glasgefäss auffängt, so zeigt sie sich anfangs durch das Austreten unzähliger feiner Luftbläschen schwach milchig getrübt. Lässt man sie aber nur wenige Minuten stehen, so klärt sie sich. Da trotz mangelhafter Ventilation sich in jenem Theil des Grubengebäudes matte Wetter nicht gezeigt haben, so ist nicht anzunehmen, dass die Luftart Kohlensäure sei oder Kohlensäure in grösserer Menge enthielte. Wahrscheinlich ist es Stickstoff, welcher unter hohem Druck absorbirt, wieder freigegeben wird, wenn der Druck aufhört. Die Gasmenge, die in 1 Liter Soole steckt, beträgt etwa 0,5 Kubikcentimeter.

Die Analysen der Soolquelle, der Grubenwasser und der festen Absatzproducte wurden im Laboratorium der Königl. Bergakademie zu Berlin von den Herren Dr. Fernandez und Dr. Bragard, zum Theil auch vom Verfasser selbst ausgeführt. Als zweckmässigste Methode für die Trennung von Barium, Strontium und Calcium erwies sich unter den vorliegenden Verhältnissen die folgende:

Abscheidung von Ba, Sr, Ca mit kohlensaurem Ammon, dem etwas Ammoniak zugesetzt war, nach kurzer Zeit Abfiltriren, Lösen und nochmaliges Fällen. Die Carbonate von Ba, Sr, Ca werden gelöst, eingedampft, und Ba aus der neutralen, bezw. schwach essigsauren Lösung mittelst einfach-chromsauren Kalis ausgefällt. Sr und Ca werden nochmals mit kohlensaurem Ammon gefällt, in die Nitrate übergeführt und mit Alkohol getrennt. Da der Kalk von dem kohlensauren Ammon nicht vollständig gefällt wird, ist vor dem Ausfällen der Magnesia der Rest mit oxalsaurem Ammon abzuscheiden.

Die Aufschliessung der festen Absätze erfolgte mit kohlensaurem Natron-Kali.

A. Untersuchungen der Soole und der Grubenwasser.

Die Analyse der vom Hauptquellarm entnommenen Soole ergab in 1 Liter Flüssigkeit:

Chlorbarium	0,314	Gramm
Chlorstrontium	0,854	»
Chlorcalcium	10,509	»
Chlormagnesium	3,219	»
Chlornatrium	67,555	»
Chlorkalium	0,359	»

Analytiker: Dr. Fernandez.

Ein Jahr später wurde dem Verfasser von Herrn Bergreferendar Dütting in Lautenthal eine neue Probe zugesandt, welche ergab:

Chlorbarium	0,318	Gramm
Chlorstrontium	0,899	»
Chlorcalcium	10,120	»
Chlormagnesium	4,360	»
Chlornatrium	68,168	»
Chlorkalium	0,458	»

Analytiker: Dr. Lattermann.

Die Analysen zeigen eine überraschende Uebereinstimmung hinsichtlich der meisten Bestandtheile, namentlich des Barium und Strontium.

Die Analyse der Soole vom Quellort 2 (70 Meter vom Schacht entfernt) ergab in 1 Liter:

Chlorbarium	0,219	Gramm
Chlorstrontium	0,859	»
Chlorcalcium	10,490	»
Chlormagnesium	3,275	»
Chlornatrium	64,076	»
Chlorkalium	0,387	»

Analytiker: Dr. Bragard.

Nach dem Ergebniss dieser Analysen wird man die beiden Quellvorkommnisse als zusammengehörig betrachten müssen. Merk-

würdigerweise sind die Abweichungen zwischen beiden geringer, als diejenigen, welche sich bei den einzelnen Quellarmen am Hauptquellort zeigen. Es kamen ausser dem am Streckenstoss hervorbrechenden Hauptstrahl auch noch die von den Stalaktiten herabrinnenden Wasser zur Untersuchung, welche sowohl bez. der relativen wie der Gesammtmengen von Chlorbarium und Chlorstrontium recht erhebliche Unterschiede ergaben.

	Die von den weissen Stalaktiten abgetropfte Soole enthielt in 1 Liter	Die von den braunen Stalaktiten abgetropfte Soole enthielt in 1 Liter
Chlorbarium . . .	0,275 Gramm	0,359 Gramm
Chlorstrontium . . .	1,038 »	0,740 »
Chlorcalcium . . .	10,145 »	10,439 »
Chlormagnesium . .	3,354 »	3,427 »
Chlornatrium . . .	66,143 » (Chlornatrium und Chlorkalium zusammen)	66,383 »
Chlorkalium . . .		0,402 »
	Analytiker: Dr. FERNANDEZ.	Analytiker: Dr. BRAGARD.

Ein Baryt- und Strontiangehalt, wie ihn die vorstehenden Analysen aufweisen, kommt keiner anderen bekannten Soolquelle zu. Gewisse Analogieen zeigen sich mit einer Analyse, welche KERSTEN 1845 im Jahrbuch f. pract. Chemie, Bd. 35, S. 257 veröffentlichte. Die betreffende Soole entstammte einem Bohrloch im Zwickauer Kohlenrevier, welches die obersten flötzführenden Schichten durchsunken hatte.

1000 Gewichtstheile jenes Wassers enthielten:

Chlorbarium	0,031	Gewichtstheile.
Chlorstrontium	0,040	»
Chlorcalcium	6,290	»
Chlormagnesium	3,123	»
Chlornatrium	14,884	»
Chlorkalium	0,180	»
Kohlensaurer Kalk	0,359	»
Kohlensaures Eisenoxydul . .	0,151	»
Kohlensaures Mangan . . .	0,012	»
Phosphorsaure Kalkerde . .	0,024	»
Kieselsäure	0,017	»
Thonerde	0,013	»

Der Gesammtgehalt an Chlorbarium und Chlorstrontium beträgt immerhin nur $^1/_{16}$ von dem des Lautenthaler Vorkommens. Vergleicht man ferner damit die anderen als barytführend bekannten Quellen, so springt der Unterschied noch mehr in die Augen. Die folgenden Zahlen beziehen sich ebenfalls auf 1000 Gewichtstheile Flüssigkeit:

Die Grullquelle zu Recklinghausen enthält nach LERSCH .	0,0564 Ba.	
Die Kreuznacher Elisabethquelle nach BAUER	0,027 Ba,	0,053 Sr.
Das Selterswasser nach STRUVE	0,00021 Ba,	0,0015 Sr.
Die Bibraer Eisenquelle nach SONNENSCHEIN	—	0,00143 $SrCO_3$
Die Bibraer Schwesternquelle nach SONNENSCHEIN	—	0,0000056 $SrCO_3$
Das Pyrmonter Wasser nach BRANDES	0,00008 Ba,	0,0009 Sr.

Unter den neueren Analysen sind noch zwei von FRESENIUS zu nennen:

1) Die Elisabethquelle zu Homburg v. d. H. mit	0,00100	schwefels.	Baryt	pr. mille.
und	0,01776	»	Strontian »	»
2) Emser Kränchenwasser mit	0,000992	»	Baryt »	»
und	0,002245	»	Strontian »	»

Der ausserordentliche Barytreichthum der Lautenthaler Soolquelle liefert die Erklärung für die Menge der gebildeten Absätze. Geht man von einem durchschnittlich fliessenden Soolquantum von 40 Liter pro Minute aus, so ergeben sich:

	für den Tag:	für 1 Jahr:
Chlorbarium	18 Kilogramm[1])	6570 Kilogramm
entspr. Schwefels. Baryt . . .	20 »	7360 »
Chlorstrontium	49 »	17885 »
entspr. Schwefels. Strontian . .	57 »	20706 »

[1]) Auf ganze Zahlen abgerundet. Der Berechnung ist die FERNANDEZ'sche nalyse zu Grunde gelegt.

Die Analyse der Grubenwasser, welche mit der Soolquelle auf ihrem Wege zum Schacht zusammentreten, lieferte das Resultat, dass alle mehr oder weniger selbst schwache Soolen sind, nur dass sie neben den Chloriden auch Sulfate gelöst enthalten, während jene sich ausschliesslich aus Chloriden zusammensetzte.

Die Zuflüsse 5 und 7, von denen schon eingangs erwähnt war, dass sie das grösste Wasserquantum führen, stehen auch durch ihren Gehalt an festen Substanzen den anderen voran. Verfasser hat beide einer Analyse unterworfen, welche u. A. auch Zink ergab, ein immerhin bemerkenswerthes Resultat.

		Gelöste Substanzen	Darin Schwefelsäure (SO_3)
Zufluss 1) 25 Meter	vom Quellort entfernt, enth. in 1 Liter	5,74 Gramm	1,364 Gramm
» 2) 75 »		2,36 »	0,977 »
» 3) 125 »		1,39 »	0,586 »
» 4) 180 »		1,10 »	0,259 »
» 5) 190 »		14,36 »	0,512 »
» 6) 230 »		1,18 »	0,181 »
» 7) 340 »		6,74 »	0,452 »
		Analytiker:	Dr. Lattermann.

Analyse der Zuflüsse 5 und 7.

In 1 Liter sind enthalten:

	Zufluss 5	Zufluss 7
Schwefelsaure Magnesia	0,738 Gramm	0,652 Gramm
Schwefelsaures Zink	0,029 »	0,015 »
Chlormagnesium	0,748 »	0,023 »
Chlorcalcium	3,905 »	1,515 »
Chlornatrium	8,934 »	4,533 »
	Analytiker:	Dr. Lattermann.

In der Zusammensetzung der Soole und der sich mit ihr vereinigenden Wasser sind somit die Bedingungen für das Zustande-

kommen fester Niederschläge gegeben. Die Soole enthält die löslichen Chloride von Barium und Strontium, und die Grubenwasser Sulfate. Durch die Reaction beider auf einander bilden sich die unlöslichen, bezw. schwerlöslichen Sulfate der beiden alkalischen Erden.

In der Folge ist eine Reihe von Analysen wiedergegeben, die mit dem aus der Wassersaige entnommenen Soolgemisch angestellt wurden. Alle weisen geringe Mengen des schwefelsauren Baryts unter den gelösten Bestandtheilen auf, eine Erscheinung, die weiter unten erklärt werden wird. Hier genüge eine Bemerkung über die Methode seiner Bestimmung. — Der Baryt fällt selbst bei längerem Stehenlassen der Flüssigkeit nicht aus. Verdünnt man sie jedoch stark mit Wasser, oder, was noch besser ist, versetzt man sie mit einer grösseren Menge 80 procentigen Alkohols, so geht der Baryt zu Boden. Die Methode liefert nur angenäherte Resultate, weil immer noch ein Theil in Lösung bleibt; immerhin ist sie das einzige Mittel, die Anwesenheit des schwefelsauren Baryts darzuthun.

1 Liter Soolwasser enthält	Analyse I[1]). Entnahme aus der Wassersaige zwischen Zufluss 1 u. 2	Analyse II. Entnahme aus der Wassersaige 10 Meter oberhalb des 5. Zuflusses
Chlorbarium	0,126 Gramm	—
Chlorstrontium . . .	0,808 »	0,920 Gramm[2])
Chlormagnesium	4,245 »	3,160 »
Chlorcalcium	9,870 »	9,036 »
Chlornatrium	63,260 » (Chlornatrium und Chlorkalium zusammen)	57,877 »
Chlorkalium		0,350 »
Schwefelsaurer Baryt .	0,056 »	0,024 »
Schwefelsaurer Strontian	—	—
	Analytiker Dr. Lattermann.	Analytiker Dr. Fernandez.

[1]) Die Entnahme erfolgte Januar 1889, die der anderen Proben Februar 1888.

[2]) Enthält wahrscheinlich etwas $BaCl_2$, denn der Strontiumgehalt geht noch über den der Soole hinaus. (Anm. d. Verf.)

1 Liter Soolwasser enthält	Analyse III. Entnahme 5 Meter oberhalb d. 7. Zufl.	Analyse IV. Entnahme aus dem Schachtsumpf	Analyse V. Entnahme aus dem Pumpensatz in der Höhe d. 11. Strecke
Chlorbarium . . .	—	—	—
Chlorstrontium . .	0,575 Gramm	0,541 Gramm	0,515 Gramm
Chlormagnesium .	3,055 »	2,907 »	3,080 »
Chlorcalcium . . .	9,159 »	8,624 »	8,202 »
Chlornatrium . .	52,973 »	50,058 »	45,286 »
Chlorkalium . . .	0,314 »	0,342 »	0,339 »
Schwefels. Baryt .	—	0,008 »	0,005 »
Schwefels. Strontian	0,059 »	0,099 »	0,154 »
	Analytiker: Dr. Fernandez.	Analytiker: Dr. Bragard.	Analytiker: Dr. Fernandez, Dr. Bragard.

Bei der Beurtheilung der Analyse[1]) ist die stets zunehmende Verdünnung durch die Grubenwasser in Rücksicht zu ziehen, welche den Gehalt aller gelösten Substanzen verringert.

Das Chlorbarium zeigt sich schon nach dem ersten Einfluss zu $^2/_3$ in das Sulfat übergeführt, ein Theil davon ist ausgefällt, ein anderer befindet sich in Lösung. Weiterhin findet sich nur noch schwefelsaurer Baryt in stets abnehmender Menge. Ein geringer Bruchtheil geht mit den Stollenwassern fort. Anders beim Strontium. Da das Barium infolge grösserer Affinität die Schwefelsäure zunächst an sich reisst, tritt die Umsetzung des Chlorstrontiums später ein, und da es an Schwefelsäure mangelt, in weit geringerem Maasse. Der Gehalt an gelöstem schwefelsauren Strontian wächst mit der Zufuhr der Schwefelsäure; der Gesammtgehalt an Strontium verringert sich vom Quellpunkt an bis zur

[1]) Die Analysen gaben leider die Zusammensetzung nicht so, wie sie den natürlichen Verhältnissen entspricht, denn wie weiter unten gezeigt werden wird, tritt die Reaction erst nach und nach ein, so dass man das Soolgemisch bei der Untersuchung nicht mehr in demselben Zustand haben kann, wie bei der Probeentnahme. Durch Analyse der in dieser Zwischenzeit ausfallenden Substanzen würden sich die Fehler ausgleichen lassen, aber auch dies Verfahren ist nicht anwendbar, da die Flüssigkeit bereits bei der Entnahme schlammige Niederschläge suspendirt enthält.

Höhe der 11. Strecke nur unbedeutend, es wird somit der grösste Theil dem Stollenwasser zugeführt.

B. Untersuchungen der festen Absatzproducte.

Die am Hauptquellort von den herabtropfenden und herabrieselnden Wassern abgesetzten Stalaktiten sind von mürber Beschaffenheit, derart, dass man sie in den Händen leicht zerdrückt. Ihre Farbe ist bald rein weiss, bald dunkel rostbraun, an der einen Stelle entstehen diese, an der anderen jene, oft auch umschliessen sie sich wechselseitig. Die zum Theil aus moosartigen, zum Theil aus regellos schwammigen Gebilden aufgebauten Stalaktiten sind durchzogen von zahlreichen mit einer feinen weissen Mineralhaut ausgekleideten Längskanälen. Von deutlicher Krystallstructur nimmt das unbewaffnete Auge Nichts wahr. — Unter dem Mikroskop zeigt sich die ganze Masse zusammengesetzt aus dendritischen Gebilden, denen die Krystallformen des Baryt zu Grunde liegen[1]). Die einzelnen, keulenförmig gestalteten und seitlich gezahnten Aeste laufen vorn in eine Speerspitze mit dem Barytwinkel von $78^1/_2{}^0$ aus oder schärfen sich meisselartig zu. Oblong gestaltete Täfelchen findet man oft in grösserer Zahl bündelförmig oder rosettenartig mit einander verwachsen. Es zeigen sich also auch hier die beiden häufigsten Flächencombinationen des Baryts vertreten: die rhombisch-tafelförmige, welche, wenn man NAUMANN's Aufstellung wählt, vom Brachypinakoid (010) und dem Querprisma (101) begrenzt wird, und die rectangulär-tafelförmige, an welcher das Brachypinakoid (010) mit dem Prisma (110) und dem Brachydoma (011) zusammentreten. Die Färbung der braunen Stalaktiten wird durch Eisenoxydhydrat bedingt, welches sich in Form fremdartiger Interpositionen der Barytsubstanz beimengt. Zwar gewinnt man bei mässiger Vergrösserung den Eindruck einer gleichmässig durch die ganze Masse gefärbten Substanz, bei sehr starker Vergrösserung jedoch scheiden sich die färbenden rundlichen, schlauchförmigen oder blattartigen Fremdkörper von der farblos durchsichtigen Barytsubstanz. Diese Einlagerungen

---

[1]) Sie erinnern an die Blätter von *Thuja occidentalis*.

machen, wie die Analyse darthut, denn auch das wesentlich Unterscheidende der weissen und braunen Stalaktiten aus.

Die Analysen ergaben:

	Weisse Stalaktiten vom Hauptquellort	Braune Stalaktiten vom Hauptquellort
Baryterde (BaO) . . .	55,69 pCt.	55,08 pCt.
Strontianerde (SrO) . .	6,79 » (enthält etwas Kalk)	4,87 »
Kalkerde (CaO) . . .	—	0,81 »
Eisenoxyd (Fe_2O_3) . .	0,29 pCt.	2,59 »
Chlornatrium (NaCl) .	—	0,36 »
Schwefelsäure (SO_3) .	34,32 pCt.	33,65 »
Kieselsäure (SiO_2) . .	0,16 »	0,70 »
Org. Substanz (C) . .	Spur	0,15 »
Wasser (H_2O)	1,04 pCt.	1,29 »
Summa	98,29 pCt.	99,50 pCt.
	Analytiker: Dr. Fernandez.	Analytiker: Dr. Bragard.

Rechnet man Baryt und Strontian auf Sulfate um, so ergiebt sich:

	für die weissen Stalaktiten:	für die braunen Stalaktiten:
Schwefelsaurer Baryt .	84,81	83,88
Schwefelsaurer Strontian	12,04	8,64

Es war an früherer Stelle aufmerksam gemacht worden auf die Unterschiede in den wechselseitigen Mengen von Strontium und Barium, welche die von den Stalaktiten abtropfenden Wasser aufweisen. Im ersten Fall verhielt sich Chlorstrontium zu Chlorbarium etwa wie 4 : 1, im zweiten wie 2 : 1. Es zeigt sich nun, dass die strontiumreicheren Wasser auch die strontiumreicheren Stalaktiten abgesetzt haben.

Der weisse Barytschlamm, der sich aus der Soole nach der Vermischung mit den Grubenwassern niederschlägt, besteht, wie die mikroskopische Betrachtung lehrt, der Hauptmasse nach aus winzigen, rhombisch umgrenzten Krystalltäfelchen. Trotz ihrer Kleinheit — sie halten sich zumeist unter $^1/_{100}$ Meter — ist häufig

noch die Feststellung des Barytwinkels von 101 1/2 bezw. 78 1/2° möglich. Neben diesen rautenförmigen Täfelchen sieht man noch sechskantig begrenzte, bei denen zu den Flächen (010) und (101) noch das Prisma (110) hinzutritt. Die Baryttäfelchen pflegen reich an staubförmigen Interpositionen zu sein, welche eine Neigung zu zonarer Anordnung erkennen lassen.

Von den neuerdings abgesetzten Niederschlägen liess sich aus der stark verunreinigten Wasserrösche leider keine von Beimengungen freie Probe entnehmen. Die beigegebene Analyse bezieht sich auf die vor der Sümpfung abgesetzten hellgrauen Schlämme.

Barytschlamm aus der Strecke, 25 Meter vom Quellort 1.

Baryterde (BaO)	50,66 pCt.
Strontianerde (SrO)	7,08 »
Kalkerde (CaO)	0,85 »
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,65 »
Schwefelsäure (SO_3)	33,26 »
Kieselsäure (SiO_2)	4,50 »
Organische Substanz (C)	0,15 »
Wasser (H_2O)	0,19 »
Thonerde (Al_2O_3)	1,35 »
Summa	99,69 pCt.

Analytiker: Dr. BRAGARD.

Der Thonerdegehalt und die grösste Menge der Kieselsäure dürfte auf eine Verunreinigung durch den von den Grubenwassern mitgeführten Gesteinsschlamm zurückzuführen sein. Nach der betreffenden Reduction würde sich ergeben:

Schwefelsaurer Baryt	82,3 pCt.
Schwefelsaurer Strontian	13,4 »

Der röthlich gefärbte Schlamm, weiterab von der Quelle, besteht aus denselben mikroskopischen Täfelchen, denen hier nur das fremde Pigment beigemischt ist. Die sandigen oder schwammigen Absätze, die in noch grösserer Entfernung gebildet wurden, sind verkitteter Schlamm.

Die Barytkruste, welche die Wassersaige bedeckt, erweist sich auf der Oberfläche glatt mit schwachem Glanz, auf der Unter-

seite rauh und bedeckt mit höckerartigen Wucherungen. Das mikroskopische Bild zeigt ein Gewirr unregelmässig gestalteter Splitterchen und deutlicher begrenzter Rhomben- und Oblongtäfelchen, namentlich letzterer, welche nach der Längsrichtung auslöschen und sich dadurch wiederum als gestreckte Krystallindividuen zu erkennen geben. Die Unterseite ist mit frei aufgewachsenen und infolgedessen besser ausgebildeten Krystallleistchen bedeckt. Ihre Länge beträgt etwa $^1/_{25}$ Millimeter. Aus denselben Bildungen bauen sich die knötchenförmigen Wucherungen auf, die sich bisweilen nur als Rauhigkeiten auf der Unterseite zu erkennen gaben, bisweilen aber auch über 1 Millimeter hoch werden. Statt der oberflächlich vollkommen ebenen Barythaut bilden sich zuweilen auch Ausscheidungen von der Form einer kleinen Hohlkugel. Dieselben sind dadurch entstanden zu denken, dass sie ein Luftbläschen als ersten Ansatzpunkt benutzten.

Die Analyse bezieht sich auf eine möglichst nahe der Quelle abgeschöpfte Probe, welche noch eine rein weisse Farbe besitzt.

Barythaut auf der Wassersaige, 50 Meter vom Quellort.

Baryterde (BaO)	60,70 pCt.
Strontianerde (SrO)	2,44 »
Kalkerde (CaO)	0,74 »
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,27 »
Schwefelsäure (SO_3)	33,82 »
Kieselsäure (SiO_2)	0,66 »
Kohlensäure (CO_2)	0,46 »
Wasser (H_2O)	0,41 »
Summa	99,50 pCt.

Analytiker: Dr. Fernandez.

Die Analyse lässt sich sehr genau auf die entsprechenden Salze umrechnen. Sie stellt sich dann in folgender Weise dar:

Schwefelsaurer Baryt	92,44 pCt.
Schwefelsaurer Strontian . . .	4,32 »
Schwefelsaurer Kalk	0,34 »
Kohlensaurer Kalk	1,06 »
Eisenoxyd	0,27 »
Kieselsäure	0,66 »
Wasser	0,41 »
Summa	99,50 pCt.

Es ist dies also das barytreichste von allen Absatzproducten. Neben den Sulfaten tritt hier auch noch kohlensaurer Kalk in die Zusammensetzung ein.

Die Röhrenansätze stellen ein hornsteinähnliches Material von uneben splittrigem Bruch und ausgeprägt concentrisch-schaliger Structur dar. Das specifische Gewicht schwankt zwischen 4,06 und 4,18, während das des reinen Baryts 4,48 beträgt. Die einzelnen Schalen, welche das Röhrenstück zusammensetzen, sind bald rostbraun, bald dunkelgraubraun, bald ockergelb, auch wohl weiss gefärbt und erreichen selten mehr als je 1 Millimeter Stärke. An der Aussenfläche nimmt der Absatz die Maserung des Holzes an; die Innenseite wie die Oberfläche der einzelnen Schalen, wenn es gelingt, ein Stück zu spalten, ist bald rauh, bald glatt und glänzend, zumeist nicht eben, sondern wellig oder krummschalig ausgebildet. — Im mikroskopischen Bilde erinnert der Röhrenstein an Achat. Die Zahl der einzelnen sich durch die Pigmentirung oder durch eingelagerte Fremdkörper von einander abhebenden Schichten wächst in's Unbegrenzte. Bezüglich der Mikrostructur lässt sich wohl sagen, dass eine Neigung zu radial-faseriger, büschelförmiger oder fiederartiger Anordnung der Krystallleisten vorhanden ist, doch zeigt sie sich deutlich nur auf helleren, durchsichtigen Zonen ausgeprägt, während sie unter dem Einfluss der dicht gedrängten Einlagerungen bis zum Verschwinden zurücktritt. Zahlreich zeigen sich im Schliff kleine, unregelmässig gestaltete Nester von Kalkspath, leicht kenntlich durch ihre hohe Interferenzfarbe.

Dass die chemische Zusammensetzung des Röhrensteins innerhalb der verschiedenen Schalen dieselbe sei, ist ebensowenig anzunehmen, wie dass sie auf die ganze Erstreckung von 120 Meter saigerer Höhe sich nicht ändere. Es werden sich, wenn man von den Schwankungen im ersten Sinne absieht, die allein durch die wechselnde Constitution des Soolgemisches bedingt sind, wahrscheinlich Unterschiede in dem wechselseitigen Verhältniss von Baryt und Strontian ergeben, welche für die Kenntniss der Löslichkeit beider von einiger Bedeutung sind. Bei den bisher analysirten wie bei den noch auf der Grube sich vorfindenden Proben sind jedoch Erhebungen über den Fundpunkt nicht mehr anzu-

stellen, und in Erwägung dieses Umstandes wurde von einer neuen Analyse abgesehen. Zudem dürfte der 1886 eingebaute Röhrensatz über kurz oder lang abgeworfen werden, und dann wird sich das geeignete Material für diese Untersuchung besser beschaffen lassen.

Die Entstehung der Quellabsätze.

Der bekannte Laboratoriumsversuch, dass Schwefelsäure beim Zusammentreten mit einer bariumhaltigen Lösung einen Niederschlag von schwefelsaurem Baryt erzeugt, ist noch nicht ausreichend, die Vorgänge bei der Bildung der Lautenthaler Quellabsätze zu erklären. Ein wichtigerer Factor ist die Löslichkeit des schwefelsauren Baryts, mit der man gewöhnlich nicht rechnet.

Es mögen hier drei Fundamentalversuche Platz finden:

1) 100 cbcm reines Wasser mit 0,0373 g Chlorbarium ($BaCl_2 + 2 H_2O$) versetzt [1]) geben mit 10 cbcm Grubenwasser [2]) vom Zufluss 2 sofort einen Niederschlag, welcher nach 5 Minuten filtrirt 0,0287 g wiegt (berechnet 0,0284 g).

2) 100 cbcm Soole mit einem Gehalt von 0,0318 g Chlorbarium ($BaCl_2$) wurden mit 10 cbcm desselben Grubenwassers gemischt. Die Flüssigkeit bleibt 5 Minuten lang klar, giebt nach $^1/_2$ Stunde 0,0150 g Niederschlag, d. h. rund $^1/_2$ der Gesammtmenge, nach 24 Stunden noch 0,0072, d. h. $^1/_4$, und ein Viertel bleibt dauernd gelöst.

3) 100 cbcm Soole, verdünnt mit 100 cbcm Wasser, dazu 10 cbcm Grubenwasser, bleibt mehrere Stunden hindurch völlig klar. Nach 24 Stunden ergeben sich 0,0178 g Niederschlag, also rund $^5/_8$; $^3/_8$ dagegen bleiben in Lösung.

Um nicht eine unnöthige Complication der Erscheinungen herbeizuführen, ist bei allen Versuchen die Menge der zugesetzten

---

[1]) Entsprechend dem Gehalt von 0,0318 g $BaCl_2$ in der Soole.

[2]) 10 cbcm Grubenwasser mit 0,0098 g SO_3 vermögen im Ganzen 0,0284 g $BaSO_4$ zu fällen, dies entspr. 0,0254 g $BaCl_2$.

Sulfate so gewählt worden, dass sie noch nicht ausreichte, den gesammten Baryt zu fällen. Ein Mehr würde die Ausfällung etwas beschleunigen, nebenbei aber auch Strontian in den Niederschlag führen. Die Versuche zeigen, dass die Soole einmal die Reaction zwischen dem Barytsalz und der Schwefelsäure erheblich zu verzögern im Stande ist, und zum anderen, dass sie einen Theil des schwefelsauren Baryts ganz in Lösung zu halten vermag.

Der schwefelsaure Baryt ist nach FRESENIUS in 400000 Thl. Wasser löslich, der schwefelsaure Strontian in 6900 Thle. Die Menge ist dem Anschein nach gering, doch vermag ein der Soole gleiches Quantum Wasser pro Jahr an 50 kg schwefelsauren Baryt und 3050 kg schwefelsauren Strontian gelöst zu transportiren. Die Löslichkeit der beiden Sulfate steigt, wenn die Flüssigkeit noch andere Salze enthält. Bei Barium wirken besonders das salpetersaure Ammon, salpetersaure Alkalien und Chlormagnesium, bei Strontium die Alkalichloride wiederauflösend. Chlormagnesium und Chloralkalien sind aber in der Lautenthaler Soole ausreichend enthalten. Der dritte Fundamentalversuch zeigt, dass bei mässiger Verdünnung die Löslichkeit zunimmt. Verdünnt man dann aber weiter, so verlieren die Salze ihre lösende Kraft und der Baryt fällt zum grossen Theil aus.

In der unvermischten Soole vermag die Analyse keinen schwefelsauren Baryt nachzuweisen, aber er ist neben Chlorbarium darin enthalten, das beweisen die Stalaktiten. Die Menge ist nur so gering, und die Bestimmung unter den vorerwähnten Umständen so erschwert, dass uns selbst eine der zuverlässigsten analytischen Methoden im Stich lässt. Die Soole enthält jenen Theil des Baryts gelöst, und die Stalaktiten bilden sich durch Auskrystallisiren aus dieser Lösung. Ob derselbe aus dem gleichen Magazin stammt, wie die Quelle, ob er auf dem Wege durch das Gestein ausgelaugt worden ist, oder schliesslich, ob er durch Hinzutreten geringer Mengen eines schwefelsäurehaltigen Wassers in der Soole gebildet wird, ist nicht zu entscheiden.

Nach dem Zusammentreten mit den Grubenwassern fällt ein

grosser Theil des Baryts aus, aber nicht plötzlich, sondern nach und nach. Die Abscheidung vollzieht sich, wie Versuch 2 zeigt, erst in einem gewissen Zeitraum, und infolgedessen dauert die Reaction auf dem ganzen Wege der Quelle durch das Grubengebäude fort.

Neben dem Ausfallen des schlammigen Baryts geht aber ein langsames Auskrystallisiren des in Lösung erhaltenen nebenher, und diesem Umstand verdanken vornehmlich die Inkrustationen ihre Entstehung.

Dass Strontian eine so untergeordnete Rolle in den Absatzproducten der Soolquelle spielt, ist zum Theil wohl in seiner grösseren Löslichkeit begründet, die eigentliche Ursache aber liegt in dem Mangel an Schwefelsäure zur Sulfatbildung. Würden die Grubenwasser genügend Schwefelsäure zuführen, so würde sich das Verhältniss von Barium und Strontium ganz anders gestalten; so aber geht der grösste Theil noch in Form des unzersetzten Chlorides fort.

Die Bildung der Barythaut hängt mit der Neigung pulverförmiger Niederschläge zusammen, an die Oberfläche der Fällungsflüssigkeit zu gehen. Mit dem fliessenden Wasser fortgetragen stauen sich die obenaufschwimmenden Partikelchen an kleinen Hindernissen, häufen sich dichter zusammen und werden von dem auskrystallisirenden Baryt verkittet. Schliesslich, wenn die Kruste eine gewisse Dicke erreicht hat, ist ihre Cohärenz so gross geworden, dass sie ohne gewaltsamen Anlass nicht mehr untersinkt.

Die geringe Menge Eisen, welche das Quellwasser mit sich führt und welche sich aus demselben bei längerem Stehen als ockerfarbiger Schlamm niederschlägt, giebt das Pigment für einen Theil der festen Absätze ab. Zugleich ist es der Träger der Kohlensäure, welche die Bildung des kohlensauren Kalkes in der Barythaut wie in den Röhreninkrustationen zur Folge hat.

Es sei zum Schluss bemerkt, dass Baryt als recente Quellbildung schon einmal in der Literatur erwähnt wird. Haidinger beschreibt[1]) $1/2$ Zoll grosse Krystalle des Minerals, welche sich im

[1]) Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt 1854, S. 142.

Karlsbader Sprudel vorfanden. Wahrscheinlich ist der Baryt aus dem Porphyr, den die Quelle durchströmt, und von welchem sie auch andere Bestandtheile schlammförmig mitführt, ausgelaugt und an einer anderen Stelle durch einen langsamen Krystallisationsprozess wieder ausgeschieden worden.

An den Lautenthaler Röhrenstein wird man lebhaft erinnert, wenn man in Naumann's Geognosie folgende Schilderung der Freiberger Barytgänge liest:

»Die aus hundertfach übereinanderliegenden, ganz dünnen, oft nierenförmig gebogenen Lagen von Baryt bestehenden Gänge der Gegend von Freiberg erinnern so vollkommen an die Bildungen des Traventins und Sprudelsteins, dass man bei ihrer Betrachtung unwillkürlich an Absätze aus dem Wasser erinnert wird.«

Der Ursprung der Quelle.

Dass eine Salzlagerstätte das Magazin für die Lautenthaler Soolquelle abgiebt, ist bei der grossen Constanz in ihrer Zusammensetzung und bei der Menge der gelösten Substanzen [1]) wohl mit Sicherheit anzunehmen. Die bekannten Harzer Steinsalzvorkommnisse entstammen dem Zechstein und dem Unteren Buntsandstein. So durchsank das Bohrloch, welches die Vienenburger Lagerstätte erschloss, unter den Schichten des Buntsandsteins am Harlyberge:

von	155—170	Meter	anhydritische kalkige Schichten,
»	170—300	»	rothbraune und graue thonige Schichten,
»	300—308	»	rothbraunen Thon mit kleinen Gypseinschlüssen und Salzgehalt,
»	308—322	»	Kalisalz,
»	322—352	»	Steinsalz, ohne das Liegende zu erreichen.

Die Juliushaller Soolquelle ist triassischen Alters.

Aber diese jüngeren Schichten sind auf dem Culmplateau des Oberharzes, auf welchem Lautenthal liegt, nicht vorhanden, sie lagern sich nur randlich an das ältere Gebirge an.

---

[1]) Dieselbe beträgt pro Jahr rund 1740000 Kilogramm.

Es hat viel für sich, anzunehmen, dass die Soolquelle mit dem Spaltensystem der Lautenthaler Erzgänge in Zusammenhang steht. Nun hat man zwar diesen Gangzug östlich nur bis an die Clausthal-Goslarer Chaussee und westlich bis zum Eichenberg verfolgt, aber vermuthlich setzt er in der letzteren Richtung auf Seesen zu weiter fort. Schon Schlösing[1]) nahm an, dass die Seesener Eisensteinvorkommnisse, die früher bergmännisch abgebaut wurden, Nichts als den eisernen Hut des Lautenthal-Hahnenkleer Gangzuges darstellen, und neuerdings hat A. Halfar am Seesener Kirchhof eine Verwerfung aufgefunden, welche, auf mehr als 100 Meter zu verfolgen, durch ihr Streichen in h. 8.3 mit jenem Gangsystem in Zusammenhang gebracht werden könnte. Bei Seesen aber ziehen sich die Schichten des Zechsteins noch weit am Gebirgsrande hinauf, so ONO. von der Stadt, wo der untere Zechstein sich an der Vorder-Grefecke noch bei 420 Meter Meereshöhe findet, und SO. Seesen am Lauseberg, wo der obere bis auf 300 Meter hinaufgeht. Der Austrittspunkt der Lautenthaler Soolquelle liegt aber noch etwa 30 Meter unter dem Spiegel der Nordsee, so dass die physikalischen Bedingungen erfüllt wären.

Es sei hier bemerkt, dass die Lautenthaler Soolquelle mit einer Temperatur von $19^1/_2{}^0$ Celsius dem Gestein entströmt, und dass diese Temperatur um $3^1/_2{}^0$ höher ist, als die Gesteinstemperatur in jener Tiefe. Die Annahme, dass die Quelle aus tieferliegenden Schichten herstammt, ist dadurch möglich gemacht, aber noch nicht erwiesen. Denselben Effect hat es auch, wenn an anderer Stelle, wie dies im Gebirge leicht denkbar, die überlagernden Schichten nur um 100 Meter mächtiger werden.

Eine andere Frage ist es, ob der Baryt aus dem Salzlager stammt, oder ob er aus dem Nebengestein ausgelaugt ist. Dem Umstand, dass in unmittelbarer Nähe von Lautenthal Schwerspath nicht vorkommt, würde man keine entscheidende Bedeutung beizumessen haben, denn die Soolquelle kann aus grösserer Entfernung herkommen, und schon 2 Kilometer WNW. Lautenthal kommt am Steilenberg Schwerspath in grösserer Masse vor. Baryt

---

[1]) Preuss. Ministerialzeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1887, S. 280.

ist auch in vielen Gesteinen gefunden worden, wo er sich vorzugsweise an Feldspath bindet. Aber unerklärt bleibt es dann, dass Strontium und Barium als Chloride und nicht als Sulfate in der Soole enthalten sind. Einen chemischen Umwandlungsprocess dieser Art kennen wir nicht. Man wird somit zu der Annahme hingedrängt, dass der Chlorbarium- und Chlorstrontiumgehalt ursprünglich ist und ebenfalls dem Steinsalzlager entstammt.

Die bisherige Beobachtung, dass das Barium sich vorzugsweise in Kochsalz- und Chlormagnesium-reichen, dagegen Kohlensäure- und Schwefelsäure-freien Quellen findet, erhält durch die Lautenthaler Soole eine neue Bestätigung.

Mittheilung über einige Eruptivgesteine des Rothliegenden im südöstlichen Thüringer Walde.

Von Herrn **H. Loretz** in Berlin.

Als Fortsetzung der in den beiden vorhergehenden Bänden dieses Jahrbuchs gegebenen Beiträge[1]) zur geologischen Kenntniss der thüringischen Eruptivgesteine mögen hier einige weitere Aufzeichnungen folgen, welche sich auf verschiedene der Periode des Rothliegenden angehörige Eruptivgesteine jenes Gebirges beziehen. Und zwar ist hierbei zunächst nur ein bestimmter, dem Verfasser zur geologischen Kartirung überwiesener Gebirgstheil in's Auge gefasst, welchem die näher untersuchten Gesteinsproben fast ausnahmslos entstammen, nämlich das Gebiet des Messtischblattes Masserberg und der nach O., S. und SO. angrenzenden Blätter, namentlich aber der Bereich des namhaft gemachten Blattes, also das südöstliche Ende der grossen Ausbreitung des Rothliegenden im Thüringer Walde und die weiter sich anschliessenden, in der Hauptsache von cambrischem Schiefer eingenommenen Gebirgstheile.

Was die Aufstellung und Unterscheidung der im Folgenden beschriebenen Typen von Eruptivgesteinen betrifft, so beruht dieselbe ebensowohl auf den Erfahrungen, die im Gebirge in dieser

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1886, S. 272 ff.; für 1887, S. 100 ff.

Beziehung gemacht wurden, als auf der näheren Prüfung der gesammelten Proben. Bei dieser Untersuchung und Classification hatte ich mich wiederholt des Beistandes und Rathes des Herrn Prof. Lossen zu erfreuen, wofür ich demselben auch an dieser Stelle gern meinen Dank aussprechen möchte.

Petrographisch sind die Gesteine nur soweit untersucht worden, als es für die Zwecke der geologischen Kartirung und Beschreibung des bezeichneten Gebirgstheiles wünschenswerth schien. Die Ergebnisse dieser Prüfungen sind es, welche, entsprechend dem Zwecke dieses Jahrbuchs, auf den folgenden Seiten dargelegt werden sollen. Wie zu erwarten, ist petrographisch Neues oder besonders Wichtiges nicht zu verzeichnen gewesen, und es sind daher diese Ergebnisse auch mehr von lokalem, als von allgemeinem Interesse.

Sehen wir vom Granit ab, der eine Sonderstellung einnimmt, und über welchen bereits eine frühere Mittheilung vorliegt [1]), so kommen hier folgende Typen von Eruptivgesteinen in Betracht: Granitporphyr (quarzarm), Quarzporphyr, quarzarmer Porphyr, Glimmerporphyrit, Melaphyr und Kersantit. Mit Ausnahme des letzteren kommen diese Typen, wenn auch zum Theil in petrographisch etwas abweichendem Habitus, sowohl als Gänge im Schiefergebirge, und wohl auch im Rothliegenden selbst, wie auch als Ausbreitungen oberhalb desselben vor, und in der letzteren Form können sie den Sedimenten des Rothliegenden zwischengelagert sein und Glieder dieses geologischen Systems bilden. Der Kersantit kommt so gut wie ausschliesslich als Gangformation vor [2]).

Die Richtung der Eruptivgesteinsgänge im Schiefergebirge (Cambrium) ist sehr verschieden. Sie kann mit dem mittleren Streichen des Schiefers zusammenfallen, in anderen Fällen normal dazu sein, wieder in anderen einen kleinen oder grösseren Winkel damit bilden [3]). Einigemal lässt sich erkennen, dass die Gang-

---

1) Dieses Jahrbuch für 1886.

2) Vergl. dieses Jahrbuch für 1887, S. 111 ff. Wir tragen nach den dortigen Ausführungen kein Bedenken, den Kersantit hier neben den Eruptivgesteinen des Rothliegenden aufzuführen.

3) Vergl. Liebe und Zimmermann, dieses Jahrbuch für 1885, S. 178 ff.

spalte nicht saiger steht, sondern in geneigter Stellung sich befindet. Eine wiederholt zu beobachtende Erscheinung ist das Nebeneinandervorkommen zweier Eruptivgesteine in derselben Gangspalte; während dabei in der Regel die Aufschlüsse nicht genügen, um die gegenseitige Lage der beiden Gesteine sicher zu erkennen, zeigt ein deutliches Profil zwischen den Ortschaften Ober- und Unter-Neubrunn Glimmerporphyrit als Hauptausfüllung des Ganges mit schmalen Salbändern von Kersantit, also das basische Gestein am Rande, ein Verhalten, welches mit entsprechenden Erfahrungen in anderen Gegenden stimmt [1]).

Die Einwirkungen auf das Nebengestein sind bei unseren Gängen gering, soweit es sich dabei um chemische, resp. moleculare Aenderungen handelt; ausnahmsweise kommt hornfelsartige Umwandlung in unbedeutendem Umfange vor; die mechanischen Wirkungen beim Entstehen der Gangspalte äussern sich in Zerrüttung des Nebengesteins.

Die räumlichen Beziehungen der deckenartigen Ausbreitungen der Eruptivgesteine zu einander bereiten der richtigen Auffassung und Kartendarstellung Schwierigkeiten; eine bestimmte Altersfolge dieser Gesteine scheint sich aus ihrer gegenseitigen Lagerung nicht zu ergeben. Die Begehung im Einzelnen zeigt, dass petrographisch auseinanderzuhaltende Typen, namentlich Felsitporphyr und Glimmerporphyrit, innerhalb kurzer Strecken oft mehrfach, ja vielfach mit einander wechseln, ohne dass sich dabei leicht ermitteln liesse, ob

---

[1]) Eine ausführliche Darstellung dieses Gegenstandes haben wir im vorigen Bande dieses Jahrbuches S. 100 ff. gegeben. Ein Fall, wo umgekehrt Glimmerporphyrit am Salband eines starken Kersantitganges liegt, ist dort S. 110 erwähnt. Bei der an sich plausiblen Erklärungsweise solcher zusammengesetzten Gänge durch Spaltung oder Differenzirung eines anfänglich einheitlichen Magmas im Raume der Gangspalte selbst, müssten auch solche ungewöhnliche Fälle berücksichtigt werden. Eine allgemeiner gehaltene Theorie würde auch Fälle weitergehender Differenzirung (»Facies« bei Granitapophysen etc.) in den Kreis ihrer Betrachtungen zu ziehen suchen. — Für die weitere petrographische Entwickelung bezw. Differenzirungsfähigkeit eines eruptiv gewordenen Magmas innerhalb solcher Räume, welche der Erdoberfläche nahe liegen, wird es eben besonders darauf ankommen, in welchem früheren oder späteren Stadium seines gesammten Entwickelungsganges dasselbe seinen eigentlichen Herd verlassen hat, ob schon Scheidungen, z. B. nach dem spec. Gewicht, stattgefunden haben oder nicht.

hier nur deckenförmige Ueberlagerung dünner Ausbreitungen resp. Stromenden vorliegen, oder ob vielleicht auch gangförmige Durchsetzung des einen Gesteins durch das andere in's Spiel kommt.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen lassen wir nun das auf die einzelnen unterschiedenen Typen Bezügliche folgen.

Die anzuführenden Analysen sind sämmtlich im Laboratorium der Königl. geologischen Landesanstalt und Bergakademie, fast alle von den Herren W. Hampe und G. F. Steffen, wie bei jeder einzelnen Analyse angegeben, ausgeführt worden.

Granitporphyr (quarzarm). Im Schleusethal kommt, aufwärts von Ernstthal und Unter-Neubrunn, etwa da, wo der Arlesbach einmündet, ein Eruptivgestein gangförmig im Schiefer vor [1]), welches man auf den ersten Blick eher körnig als porphyrisch nennen würde; Heinr. Credner [2]) bezeichnet es als ein granitisches Feldspathgestein und als Granitabänderung. Aus einem blassröthlichen bis entschieden rothen, körnigen Aggregat kleinerer Feldspäthe heben sich indess einzelne grössere Feldspäthe hervor, so dass ein, wenn auch nicht sehr in die Augen springender Gegensatz zwischen einer Grundmasse und Einsprenglingen vorhanden ist, und die Structur als porphyrartig bezeichnet werden kann. Ausser Feldspath nimmt in zweiter Linie an der Zusammensetzung des Gesteins Magnesiaglimmer theil, der aber stets mehr oder minder zersetzt ist. Entschiedener porphyrisch wird die Structur durch Verdichtung der Grundmasse und stärkeres Vortreten der Einsprenglinge, so am Salband des Ganges in der Schleuse. Das Gestein der genannten Vorkommnisse ist petrographisch nicht zu trennen von demjenigen, welches in grösseren Massen weiter nördlich, im Thal der Bösen Schleuse, und nordwestlich, am Ermesteller Kopf, erscheint, und auch noch weiterhin, bei Schmiedefeld, verbreitet ist. Auch an diesen Stellen ist

---

[1]) Dasselbe steht etwas unterhalb des Ausganges des Tanngrundes im Bett der Schleuse und an der rechten Thalseite an, streicht südwestlich weiter, nach der Stelle, wo der grosse Arlesbach mit dem kleinen sich vereinigt, und steht hier und nach dem Ausgang des Arlesbachthales hin wiederholt an.

[2]) Versuch einer Bildungsgeschichte der geognostischen Verhältnisse des Thüringer Waldes, Gotha 1855, S. 12 und 21—22.

die Structur des Gesteins durch das Hervortreten grösserer Feldspath-Einsprenglinge bei körniger Grundmasse porphyrartig, und das umsomehr, je mehr sich stellenweise die Grundmasse verdichtet.

Abgesehen von den Bestandtheilen von untergeordneter Bedeutung (Eisenoxyd, etwas Titaneisen, Apatit) ist die Zusammensetzung des Gesteins, wie folgt. Die Grundmasse ist durchaus krystallinisch, ohne isotrope Zwischenmasse (holokrystallin Rosenbusch); sie besteht aus einem Aggregat von Feldspäthen, welche sich mehr oder weniger in ihrer Ausbildung gestört haben, und deren Zwischenräume in wechselnder, doch stets gegen den Feldspath sehr zurücktretender Menge, Quarz erfüllt, welchem natürlich freie Ausbildung ganz fehlt. Dass der Quarzgehalt nicht sehr bedeutend ist, drückt sich auch in den Kieselsäureprocenten der unten folgenden Analyse aus. Der Habitus der Feldspäthe ist weniger tafelförmig als säulenförmig, und zwar bald kurz-, bald langsäulenförmig. Nur ein Theil des Feldspaths scheint in einfachen Krystallen oder in Karlsbader Zwillingen vorhanden und ungestreift, daher wohl Orthoklas zu sein, wohl der grössere Theil scheint lamellar oder in anderer Weise mit Plagioklas verwachsen, nebenher kommt aber deutlich polysynthetisch gestreifter Plagioklas für sich ebenfalls vor. Die Grundmassen-Feldspäthe enthalten mehr Eisenoxyd und erscheinen somit stärker gefärbt als die grösseren, welche als Einprenglinge vorhanden sind. Zwischen dem Quarz und dem Feldspath der Grundmasse kommt mitunter sehr deutliche schriftgranitartige Verwachsung vor. (So besonders bei dem Gestein, welches den oben erwähnten Gang in der Schleuse bildet.)

Die grösseren Feldspathausscheidungen bezw. Einsprenglinge scheinen in der Mehrzahl Orthoklas zu sein, sie sind öfter von tafelförmigem Habitus; an ihnen sind Zonarstructur (womit sich Einschluss früher ausgeschiedener Bestandtheile, Biotit, Eisenoxyde, verbinden kann), Zerbrechungserscheinungen, randliche Corrosionen und Bildung trüber Ränder bei hellem Innenraum zu beobachten; auch sie sind nicht frei von Verwachsungen mit Plagioklas. Der zweite Einsprengling ist Biotit bezw. Magnesiaglimmer, er tritt nicht reichlich auf und ist so gut wie immer in chloritische und

eisenoxydische Zersetzungsproducte umgewandelt; auch Calcit kommt natürlich als Product der Umwandlung von Plagioklas in diesen Gesteinen vor. Nur manchmal ist Biotit in feinen Blättchen reichlicher vorhanden; ob diese als der Grundmasse angehörig, oder als den grösseren derartigen Einsprenglingen der Ausscheidung nach (resp. in ihrer Entstehungszeit) gleichwerthig sind, bleibe dahingestellt.

Während die Grundmasse meist so entschieden krystallinisch entwickelt ist, dass sie schon dem blossen Auge körnig erscheint, wird sie, wie gesagt, stellenweise (z. B. am Salband) feinkörnig bis dicht, dabei kann das Gestein dem weiter unten als »Quarzarmer Porphyr« beschriebenen Typus ähnlich werden.

Legen wir auf das Fehlen des Quarzes als Einsprengling Gewicht, so würde wohl diesen Gesteinen bei den Syenitporphyren ihre Stelle anzuweisen sein. Berücksichtigen wir die meistens deutlich körnige Structur der Grundmasse, das immerhin nicht reichliche Erscheinen von deutlich polysynthetischem Plagioklas und das Ergebniss der unten folgenden Analyse (nicht bedeutender Gehalt an alkalischen Erden sowie an Eisen, hoher Gehalt an Alkalien), sowie das spec. Gewicht, so dürfte die Zutheilung zu den Granitporphyren, und zwar den quarzarmen Granitporphyren wohl der Vorzug zu geben sein; der Betrag der Analyse an Kieselsäure spricht nicht hiergegen. Ihre nächsten Verwandten dürften unsere Gesteine unter den aus dem nordwestlichen Thüringer Walde bekannt gewordenen quarzärmeren Granitporphyren und Syenitporphyren finden.

Nach der unter I. verzeichneten Analyse, welche (nach Abzug des zur Phosphorsäure gehörenden Kalkes) einen geringen Kalkgehalt und einen erheblichen Gehalt an Natron neben vorwiegendem Kali aufweist, kann man in dem Feldspath (sowohl dem der Einsprenglinge als dem der Grundmasse) wohl mit Natronfeldspath verwachsenen Kalifeldspath vermuthen, neben welchem noch ein gewisser Antheil eines muthmaasslich kalkarmen Plagioklas vorhanden sein muss [1]).

[1]) Herr Dr. MAX KOCH, welcher einige Präparate durchzusehen die Gefälligkeit hatte, beobachtete auch das Vorhandensein von Mikroklin in spärlicher

	I.
SiO_2	66,28
TiO_2	0,61
Al_2O_3	16,64
Fe_2O_3	1,18
FeO	1,68
MgO	0,84
CaO	0,52
K_2O	6,43
Na_2O	3,91
SO_3	0,13
P_2O_5	0,17
CO_2	0,17
H_2O	1,45
	100,01
Spec. Gew. . . .	2,5890
	Steffen

I. Quarzarmer Granitporphyr, Gang in cambrisch-phyllitischem Schiefer, im Bett der Schleuse, ca. 200 Schritt abwärts vom Ausgang des Tanngrundes; Probe entnommen vom körnigen Theile des Ganges.

Quarzporphyr. Da die hierher gehörigen Gesteine am wenigsten Zweifel über ihre Natur verursachten, so wurde von chemischen Analysen abgesehen, und wir können uns auch hier, in unseren Bemerkungen über dieselben, kurz fassen.

Wie im nordwestlichen Thüringer Walde [1]), so kann auch in unserer Gegend zunächst zwischen einem »krystallreichen« Porphyr oder einem solchen mit relativ vielen und grossen Krystallen von Orthoklas und Quarz, und einem »krystallarmen« Porphyr oder einem solchen mit weniger zahlreichen und dabei auch kleineren Ausscheidungen derselben Mineralien unterschieden werden. Der erstere spielt in unserem Gebiete, soweit es bis

Menge im Gestein aus der Gegend des Ermesteller Kopfes. — Ob der bläuliche Schiller, welchen die Einsprenglinge auf Bruchflächen zeigen, die etwa wie die Querfläche liegen, auf mikroskopischen Interpositionen beruht, blieb unermittelt.

[1]) Vergl. E. Weiss, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXIX, 1877, S. 418 f.

jetzt kartirt ist, nur eine ganz untergeordnete Rolle, indem er auf einige Stellen im nordwestlichen Winkel des Blattes Masserberg (an beiden Seiten des Tränkbachthales) beschränkt ist, während er weiter nördlich und westlich wie es scheint an Verbreitung gewinnt. Desto mehr ist in unserer Gegend solcher Porphyr verbreitet, welcher bei vorwaltender Grundmasse nur spärlichere und kleinere Einsprenglinge führt; während derselbe mit dem krystallreichen Porphyr kaum in Zusammenhang zu bringen ist, kann — und auch dies dürfte mit den Verhältnissen im nordwestlichen Thüringer Walde übereinstimmen — viel eher von Uebergängen desselben in solchen Quarzporphyr die Rede sein, welchem bei dichter, sehr harter Grundmasse die Einsprenglinge, wenigstens die eingesprengten Quarzkrystalle, gänzlich fehlen, also von Uebergängen in Felsitporphyr (im Sinne Tschermak's) und weiterhin in fluidalen und sphärolithischen Porphyr, ja es dürften diese letzteren Abänderungen in den deckenförmigen Ausbreitungen an Masse überwiegen.

Was die Structur der Grundmasse des krystallarmen Porphyrs betrifft, so ergab sie sich bei einer Anzahl von Proben als entschieden mikrogranitisch; der Orthoklas der Grundmasse kann dabei zu selbstständiger Form (kurz rectanguläre Durchschnitte) gelangt sein; sehr feine farblose Glimmerblättchen kommen hier und da vor. Gewöhnlicher noch ist der Uebergang der mikrogranitischen in granophyrartige Structur, sowie völlig ausgebildete Granophyrstructur, und zwar wird diese hervorgebracht durch schriftgranitartige Verwachsung von Quarz und Orthoklas (wobei zum Theil krystallinisch begrenzte, kleine Orthoklastheile aus einer einheitlichen Fläche von Quarz hervortreten, nicht nur umgekehrt), oder durch rundum ausgebildete, seltener nur büschelige oder sectorartige, Sphärolithverwachsung von Quarz und Feldspath (Pseudosphärolithe Rosenbusch). Combinationen dieser verschiedenen Structurformen sind selbstverständlich. Soweit die Structur mikrogranitisch und granophyrisch ist, erweist sich die Grundmasse als ein mikrokrystallines bis kryptokrystallines, in seinen einzelnen Theilen doppeltbrechendes Aggregat, es bleiben von den im gewöhnlichen Licht durchsichtigen Flächen jedenfalls nur

geringe Reste, wenn überhaupt, übrig, welche ohne Wirkung auf das polarisirte Licht wären und als isotrop gelten dürften.

Aber selbst in solchen Proben, welche in ihrer Gesammtmasse ganz vorwiegend fluidale und sphärolithische Structur zeigen, scheinen unter dem Mikroskop nur sehr wenig Theilchen ganz ohne Wirkung auf das polarisirte Licht zu bleiben. Wie gewöhnlich treten diese Structurformen in den mannichfaltigsten Combinationen, und auch mit mikrogranitisch-granophyrischer Structur zusammen auf. Nur selten scheint der Fall zu sein, dass die Sphärolithbildung die ganze Gesteinsmasse erfüllt, so dass die einzelnen Sphärolithe sich berühren und polyëdrisch begrenzen. Meistens wohl sind die Sphärolithe als Pseudosphärolithe (Rosenbusch) zu bezeichnen, öfter sind sie ziemlich zusammengesetzter Structur.

Plagioklas kommt hier und da als Einsprengling neben Orthoklas vor. Selten ist der adularähnlich durchsichtige Zustand der Feldspatheinsprenglinge. (Bei den betreffenden Proben bin ich nicht sicher, ob nicht ein verkieselter Tuff vorliegt.) Mit Höfen (»Quarzaureolen«) versehene Quarzeinsprenglinge finden sich dagegen nicht selten.

Quarzarmer Porphyr. Die Grundmasse dieser Gesteine hat gewöhnlich helle Färbung, röthlich, gelblich, grau, selten fast weiss; sie ist für das blosse Auge und die Lupe sehr feinkörnig bis dicht, mikroskopisch betrachtet zeigt sie sich immer mikrokrystallinisch, isotrope Zwischenmasse scheint ganz zu fehlen. Die Grundmasse besteht in der Hauptsache aus einem Feldspathaggregat, in welchem hier und da Quarz als Zwischenmasse zum Vorschein kommt, bald mehr, bald weniger, bald als einheitliche Partie (doch ohne selbstständige Begrenzung), bald auch als ein kleines Aggregat. Der Feldspath, dessen Habitus wechselt, indem nicht nur kurze, sondern auch lange Krystallgestalt vorkommt, ist wohl in der Hauptsache ungestreift und für Orthoklas zu halten, die Anwesenheit von etwas Plagioklas dürfte aber besonders in jenen Fällen nicht ausgeschlossen sein, wo solcher auch deutlich bei den Einsprenglingen vorhanden ist. Ausnahmsweise kommt

büschelförmige Verwachsung des Feldspaths innerhalb der Grundmasse vor, doch kaum eigentliche Granophyrstructur. Rothes und mitunter auch braunes Eisenoxyd ist in feiner Staubform durch die Grundmasse vertheilt. Als Einsprenglinge sind vorhanden zunächst grössere Orthoklase, gewöhnlich in unvollkommenen Krystallen, oder in Krystallbruchstücken, aber auch solche mit ausgebildeten Krystallflächen; Karlsbader Zwillinge nicht selten. Wie die Feldspäthe der Grundmasse sind auch sie in der Regel nicht mehr frisch, sondern getrübt, und weiss, gelblich oder röthlich gefärbt, bei weiter gehender Zersetzung entweder von innen heraus, oder auch von aussen herein angewittert, und theilweise, ja ganz zerstört, so dass nur ein von Eisenoxyd gefärbter Mulm, und zuletzt nur der entsprechende Hohlraum zurückbleibt. Wie bemerkt, fehlt nicht ganz, neben dem Orthoklas, gestreifter Plagioklas, mitunter als Einschluss in jenem. Nächstdem ist in den meisten, wenn nicht in allen Vorkommnissen etwas Biotit als Einsprengling vorhanden, meistens ist er spärlich, manchmal sind indess auch etwas mehr feine Blättchen desselben durch die Grundmasse zerstreut. Als Zersetzungsproduct des Glimmers ist in einigen Vorkommnissen, welchen eine graue Färbung eigen ist, ausser Eisenoxyd ein chloritisches Mineral mikroskopisch zu erkennen, welches dann auch als Pigment der porphyrisch ausgeschiedenen Feldspäthe auftreten kann.

Das Gestein hat somit eine entschieden porphyrische Structur; die Einsprenglinge pflegen im Ganzen nicht reichlich und gedrängt zu erscheinen, öfter sind sie ziemlich spärlich eingestreut. Quarz fehlt als Einsprengling bei allen typischen hierher gehörigen Vorkommnissen [1]). Am meisten Verwandtschaft wohl hat die Beschaffenheit der Grundmasse mit derjenigen bei gewissen mikrogranitischen Quarzporphyren, an welche sie bei noch grösserem Quarzgehalt erinnern würde. Bei zunehmendem Gehalt an Quarz in der Grundmasse kann das Gestein in einen Felsitporphyr

[1]) Dieselben wären somit nach einer anderen Bezeichnungsweise schon zu den Quarzfreien Porphyren (Rosenbusch) zu stellen; auch die Bezeichnung Orthophyr (und zwar Biotit-Orthophyr) kann auf unsere Gesteine Anwendung finden.

(im Sinne Tschermak's) übergehen, und wenn diese Zunahme sich bis zu sichtbaren Quarzkörnern steigert, wird die Bezeichnung Quarzporphyr richtiger, als die Bezeichnung Quarzarmer Porphyr.

Während wir so die in Rede stehenden Gesteine mit Quarzporphyr verbunden sehen, nähern sich andere Abänderungen derselben einem Porphyrit. Diese Annäherung giebt sich zu erkennen zunächst durch einen vermehrten Gehalt an Plagioklas, bezw. gestreiftem Feldspath (oft in etwas kleineren Dimensionen), neben Orthoklas unter den Einsprenglingen, und wahrscheinlich auch in der Grundmasse, insoweit in derselben viele kleine Feldspathleistchen (die einigermaassen fluidale Ordnung annehmen können) vorkommen, oder aber Calcit in recht merklicher Menge zugegen ist; dabei nimmt aber zugleich der Biotitgehalt, oder in Folge des gewöhnlich zersetzten Zustandes desselben, der Gehalt an Chlorit merklich zu, während der Gehalt an Quarz in der Grundmasse kaum oder nicht bedeutend abzunehmen scheint und auch sonst das Aussehen der Grundmasse kaum ganz porphyritisch wird. Der Biotit verhält sich bei diesen Vorkommnissen mehr wie der unserer Granitporphyre und sonstigen Quarzarmen Porphyre, als wie der der Glimmerporphyrite; er ist kaum einmal, wie das bei den letzteren so häufig ist, in schwarzen Täfelchen erhalten, sondern in der Regel chloritisch zersetzt. Wir haben es nicht für angezeigt gefunden, die hierher gehörigen Gesteine als besonderen Typus auszuscheiden, sondern dieselben beim Quarzarmen Porphyr gelassen. Sie finden sich besonders in der Gegend von Unterneubrunn, und zwar sowohl als Gänge, als auch, wie es scheint, mit Vorliebe in den hierher gehörigen deckenförmigen Ausbreitungen, während der typische Quarzarme Porphyr oder Orthophyr sich mehr in Gangform darstellt, in den Decken aber, soweit er in solchen vorhanden, oft schwer vom Quarzporphyr zu trennen ist.

Von Quarzarmen Porphyren unserer Gegend liegen folgende Analysen, II und III, vor. Beide gehören nicht der zuletzt besprochenen, zu den Porphyriten neigenden Abänderung an, sondern ziemlich typischen Vorkommnissen von Quarzarmem Porphyr. Bei

beiden spricht sich der Gehalt an Quarz in der Grundmasse durch den hohen Betrag der Kieselsäureprocente aus. Der Gehalt an alkalischen Erden ist sehr unbedeutend, der an Alkali bedeutend. In II ist der Feldspath so gut wie ausschliesslich Kalifeldspath, in III muss daneben Natronfeldspath bezw. Kalknatronfeldspath vorhanden sein.

	II.	III.
SiO_2	69,06	70,85
TiO_2	0,24	0,22
Al_2O_3	14,41	15,79
Fe_2O_3	1,89	1,20
FeO	0,54	1,27
MgO	0,39	Spur
CaO	Spur	0,26
K_2O	12,33	6,69
Na_2O	0,24	3,37
SO_3	0,28	0,06
P_2O_5	0,08	Spur
CO_2	0,09	Spur
H_2O	0,96	0,89
	100,51	100,60
Spec. Gew. . .	2,553	2,599
	Hampe	Schade

II. Quarzarmer Porphyr aus dem oberen Masserthal (am Mutterbach), Gang im cambrischen Schiefer; Grundmasse weiss, dicht; die eingesprengten Orthoklase vielfach zersetzt.

III. Quarzarmer Porphyr aus dem Tanngrund (Seitenthal des Schleusethals), zwischen Glimmerporphyrit aufsetzend; Grundmasse röthlich, dicht.

Ausserdem sind noch von einigen Proben Quarzarmer Porphyre von verschiedenen Fundpunkten unserer Gegend die Kieselsäureprocente und zum Theil auch das specifische Gewicht bestimmt worden; die betreffenden Zahlen sind:

SiO_2 . . pCt.	67,81;	67,60;	67,04;	66,89;	66,32;	65,84;	64,55
Zugehöriges spec. Gew.	2,5946;	2,5823;	—	2,6005;	2,634;	2,5884;	2,5964
	Steffen	Steffen	Hampe	Steffen	Hampe	Steffen	Steffen

Glimmerporphyrit. Die hierher gehörigen Gesteine bieten in ihrem äusseren Ansehen ein ziemlich mannichfaltiges Bild, so dass man vielleicht versucht sein könnte, einige Abänderungen als Unter-Typen aufzustellen; nach näherer Untersuchung scheint es jedoch, dass solche am besten unter dem Typus Glimmerporphyrit vereinigt bleiben, wenn man nicht zu der noch allgemeiner gehaltenen Bezeichnung Porphyrit greifen will.

Die Structur dieser Gesteine ist immer porphyrisch. In einer rothen, braunrothen, violetten, grauen oder ganz dunklen Grundmasse, welche unter der Lupe feinkrystallinisch bis dicht erscheinen kann, liegen als hauptsächliche grössere Ausscheidungen oder Einsprenglinge: Krystalle oder Krystallbruchstücke von Plagioklas resp. polysynthetisch lamellirtem Feldspath, und von Biotit, resp. dunklem Magnesiaglimmer; dazu tritt gewöhnlich, doch nicht immer, als weiterer Einsprengling in geringerer Menge Augit, fast immer zersetzt. Die reichliche Beimengung von Eisenoxyd, in anderen Fällen von Magneteisen (öfter in deutlichen Krystallumrissen) und von Titaneisen mitsammt seinem lichtfarbigen Umwandlungsproduct, tritt erst im Dünnschliff hervor, ebenso die oft in merklicher Menge vorhandenen Apatitnädelchen. Accessorisch findet sich auch wohl Schwefelkies (mitunter in Würfelform). Neben Plagioklas kommt auch Orthoklas als Einsprengling vor; wenn derselbe auch fehlen kann und nicht als wesentlicher Gemengtheil zu erachten ist, so macht er sich in gewissen Abänderungen doch sehr bemerklich; in solchen Fällen fehlt dieser Feldspath auch wohl in der Grundmasse nicht. (Die Höhe des Betrags an Kali in den Analysen kann auf sein Vorhandensein in soweit gedeutet werden, als dieser Betrag für die vorhandene Glimmermenge zu hoch erscheint.) Quarz kommt als Einsprengling nicht vor, wohl aber in der Grundmasse.

Was nun diese letztere betrifft, so erscheint sie im Dünnschliff in der Hauptsache als ein Gewebe von Feldspathleistchen oder -nädelchen, die manchmal recht dicht gedrängt sind, öfter aber untermischt sind mit etwas breiteren oder unregelmässigeren Feldspathdurchschnitten, in welchen auf Grund des Vorhandenseins

von Orthoklas-Einsprenglingen Orthoklas vermuthet werden darf, während die schmalen zwei- oder auch wohl mehrtheiligen Leistchen auf Plagioklas bezogen zu werden pflegen. Zwischen dem Feldspathgewebe steckt sehr oft etwas Quarz, in verschiedener, im Ganzen indess geringer Menge, ohne selbstständige Begrenzung, manchmal kleine Aggregate bildend [1]). Die Grundmasse ist oft stark mit Eisenoxyd oder mit Magneteisen durchstäubt und entsprechend gefärbt. Zersetzungsmineralien carbonatischer und chloritischer Natur sind ebenfalls nicht selten in die Grundmasse eingedrungen, ein Theil des Eisenoxyds bezw. Oxydhydrats mag aus dem weiteren Zerfall derselben herrühren [2]). In der Anordnung der Feldspathleistchen giebt sich sehr gewöhnlich Fluidalstructur zu erkennen, mitunter sehr ausgesprochen, in anderen Fällen nur andeutungsweise. Isotrope Zwischenmasse resp. Glas scheint der Grundmasse im Allgemeinen zu fehlen, in einigen Fällen blieb ihr Vorhandensein zweifelhaft.

Die grösseren Plagioklas-Einsprenglinge erscheinen nicht selten noch recht frisch und glänzend, und lassen dann die polysynthetische Zwillingslamellirung meist recht deutlich für die Lupe oder schon das blosse Auge erkennen; die Verwachsung nach dem Albitgesetz combinirt sich öfter mit der nach dem Karlsbader Gesetz, und manchmal auch mit der Periklin-Verwachsung. Häufig ist röthliche bis rothe Färbung der Plagioklase im frischen Zustand; Verwitterung verwischt die Zwillingslamellirung, bringt Trübung und gelbliche bis weissliche Färbung hervor. Die Krystallumrisse sind vollkommen, oder gewöhnlicher unvollkommen; Zerbrechungen, trümmerhafter Zustand, sind häufig. Zonarstructur ist oft zu beobachten. Selten ist der Fall, dass die Plagioklas-Einspreng-

---

[1]) Zu unterscheiden von diesen mikroskopischen Einschlüssen von (primärem) Quarz sind grössere, leicht sichtbare Quarz-Einschlüsse, welche mitunter vorkommen und wohl als fremd oder zufällig aufgenommen zu betrachten sind.

Einige Präparate zeigen quarzreiche Schlieren, welche die Grundmasse durchziehen; die entsprechende Erscheinung ist auch in einigen Fällen in grösserem Maassstab an Handstücken zu sehen.

[2]) Bei verändertem Zustande des Gesteins muss überhaupt ein erheblicher Theil von dem vorhandenen Eisenoxyd secundär sein.

linge gegenüber denen des Biotits sehr sparsam auftreten. — Das Vorkommen von Orthoklas-Einsprenglingen ist bereits erwähnt, ihre Färbung ist röthlich.

Der Biotit sieht in frischem Zustande glänzend schwarz aus, und bildet oft scharf begrenzte sechsseitige Täfelchen von einer gewissen Dicke; erlangen dabei seine Krystalle eine gewisse Grösse bei nicht zu sparsamem Vorhandensein, so wird das Aussehen des Gesteins besonders charakteristisch. Oft aber auch ist der Glimmer bereits angegriffen und zersetzt, wobei er entweder seine Färbung in blassgrün oder gelblich verändert hat (herrührend besonders von chloritischen Zersetzungsproducten), oder aber getrübt, gebräunt und geröthet erscheint, indem vorzugsweise nur Eisenoxyd als Zersetzungsproduct hinterblieben ist [1]). Durch die letzte Art von Umwandlung kann das Gestein ein ungewöhnliches Ansehen annehmen, welches sich von dem des typischen Glimmerporphyrits entfernt und manchmal an das eines Felsitporphyrs erinnert. Mechanische Einwirkungen (Stauchungen, Zerbrechungen, Aufblätterung) zeigen sich im mikroskopischen Bilde an den Biotitkrystallen in ausgiebiger Weise.

Augit scheint nur in gewissen Abänderungen des Glimmerporphyrits zu fehlen, welche denselben mit dem Quarzarmen Porphyr verbinden, sonst aber stets vorhanden zu sein, oder vielmehr gewesen zu sein, da er grösstentheils der Zersetzung anheimgefallen ist. Im Handstück sehen die betreffenden Stellen dunkelgrünlich aus und brausen mit Säure auf; nur bei einer kleinen Zahl der gesammelten Proben konnte Augit oder Reste desselben von grünlicher Farbe noch mit blossem Auge oder Lupe erkannt werden [2]). Im Dünnschliff sind ebenfalls selten noch kleine Reste zu erkennen, im Uebrigen sind die Umrisse der ehemaligen Augite undeutlicher

---

[1]) Mitunter beobachtet man eine Ablagerung dieses Oxyds auf einer der sogen. Druckfigur entsprechenden dreifachen Liniirung ganz zersetzter Krystalle. In manchen Dünnschliffen sind nur mehr letzte, schwache, eisenoxydische Reste oder Umrisse des zerstörten Glimmers wahrzunehmen.

[2]) Besonders bemerkenswerth ist dies dann, wenn, wie bei einer Probe von Masserberg, der Glimmer schon stark angegriffen ist und auch die Feldspath-Einsprenglinge, sowie die Grundmasse nicht mehr ganz frisch erscheinen.

geworden und ist das Innere durch secundäre Mineralien erfüllt, und zwar kommen als solche vor: Chlorit, Eisenoxyd, Quarz, Kalkspath [1]).

Gewisse Abänderungen des Glimmerporphyrit-Typus nähern sich, mehr noch im äusseren Ansehen als in der mineralisch-chemischen Zusammensetzung, einerseits dem Typus des Quarzarmen Porphyrs, andererseits dem des Melaphyrs. Die erste Annäherung ergiebt sich dadurch, dass reichlich Orthoklas als Einsprengling neben Plagioklas erscheint, während Augit zurücktritt oder fehlt; damit pflegt ein beträchtlicher Gehalt an rothem Eisenoxyd, dagegen Zurücktreten von Magnetit in der Grundmasse verbunden zu sein [2]). Grössere Verbreitung besitzt jene andere Abänderung, welche bei dichter Beschaffenheit und dunkler Färbung der Grundmasse, und bei Unscheinbarkeit und Zurücktreten der Einsprenglinge, insbesondere des Glimmers, leicht den Eindruck eines basischen Eruptivgesteines machen und für Melaphyr gehalten werden kann. Dieses Verhalten des Glimmers ist zum Theil nur ein scheinbares und beruht auf Zersetzung und Umwandlung, welche denselben mitsammt dem Augit betroffen hat, wie im Dünnschliff zu erkennen ist, wobei die Zersetzungsproducte sich auch weiter in der Grundmasse verbreitet haben und zu dem veränderten Aussehen des Gesteins beitragen können [3]). Zum Theil kann aber auch der Gehalt an Glimmer in Wirklichkeit ein geringfügiger werden, und die Bezeichnung des Gesteins als Glimmer-

[1]) Unter den mineralischen Umwandlungsproducten oder Neubildungen in diesem Gestein ist auch der Epidot zu nennen, welcher stellenweise recht verbreitet ist und mitunter in kleinen Hohlräumchen auskrystallisirt ist.

[2]) Solche Gesteine, von denen es öfter zweifelhaft bleibt, ob man sie dem Glimmerporphyrit oder dem Quarzarmen Porphyr anreihen soll, finden sich besonders westlich und südlich von Steinbach, ferner bei Giessübel (Rehbachthal) u. s. w. — Ein derartiges Gestein von Steinbach ergab 67,74 pCt. Kieselsäure, was nicht mehr gut mit dem Kieselsäuregehalt unserer Glimmerporphyrite, wohl aber mit dem unserer Quarzarmen Porphyre stimmt.

[3]) Ist der Glimmer so weit zersetzt, dass nur Eisenoxyd hinterbleibt (welches sich durch Vermittelung von Chlorit auch weiter in der Grundmasse verbreitet haben kann), so wird mitunter, wie bereits erwähnt, das Aussehen des Gesteins in der Art trügerisch, dass man an Felsitporphyr erinnert wird; dieser Fall ist nicht selten.

porphyrit wird dann etwas fraglich; sie würde dies in noch höherem Grade, wenn damit zugleich der Gehalt an Augit wesentlich zunähme und die chemische Zusammensetzung sich merklich änderte. Da aber eine solche Zunahme nicht oder nur in unbedeutendem Maasse stattfindet und auch eine merklich verschiedene chemische Zusammensetzung solcher dunklen Gesteine, auf welche sich die Analysen VI und VII beziehen, nicht nachgewiesen wurde, so wurden diese Gesteine ohne besondere abweichende Bezeichnung dem Glimmerporphyrit angereiht; kartographisch wäre auch eine Abtrennung derselben meines Erachtens unausführbar [1]).

Eine gewisse Annäherung des Glimmerporphyrit-Typus an den Kersantit kommt mitunter dadurch zu Stande, dass die Grösse der Grundmassenfeldspäthe, bei gleichzeitigem Fehlen oder starkem Zurücktreten fluidaler Structur, zunimmt, namentlich wenn dabei die Beimischung von Biotit ebenfalls zunimmt; doch spielen solche Gesteine keine bedeutende Rolle.

Von Glimmerporphyriten unserer Gegend liegen folgende Analysen vor:

	IV.	V.	VI.	VII.
SiO_2	62,04	58,40	58,40	58,41
TiO_2	0,71	0,38	0,25	0,98
Al_2O_3 . . .	17,44	15,61	16,81	17,01
Fe_2O_3 . . .	4,22	2,72	3,47	3,44
FeO	0,36	2,94	2,69	2,61
MgO	1,88	3,50	3,90	2,95
CaO	0,57	3,97	1,54	4,29
K_2O	4,20	5,37	5,03	4,23
Na_2O	6,31	3,13	4,48	4,39
SO_3	0,12	Spur	Spur	0,11
P_2O_5	0,37	0,40	0,43	0,40
CO_2	—	2,56	0,48	0,29
H_2O	1,63	1,72	2,66	1,59
	99,85	100,70	100,14	100,70
Spec. Gew. . .	2,620	2,6740	2,6419	2,729
	Hampe	Steffen	Steffen	Hampe

[1]) Man kann sich für diese Gesteine einfach des Ausdrucks »Porphyrit« bedienen. — Die grosse Verbreitung derselben ist es denn wohl auch, welche die grosse Ausdehnung des »Melaphyrs« auf der Karte des Thüringer Waldes von Heinrich Credner 1855 veranlasst hat.

IV. Glimmerporphyrit, am Weg von Rothe Mühle nach Oberwind (Blatt Eisfeld). Auffallend geringer Kalk- und hoher Natrongehalt. Der erstere hängt mit dem Mangel an Augit in diesem Gestein zusammen, wie auch der geringere Eisen- und Magnesiagehalt; ausserdem aber muss der Plagioklas ungewöhnlich kalkarm und natronreich sein. Der Mangel an Kalkcarbonat ist danach verständlich.

V. Glimmerporphyrit (Gang im cambrisch-phyllitischen Schiefer, von letzterem durch Kersantit-Salbänder getrennt), an der Landstrasse zwischen Ober- und Unter-Neubrunn. Recht typisch; dunkelrothe Grundmasse; Plagioklase und Glimmer dem äusseren Anschein nach frisch; Augit dagegen zersetzt, daher besonders der für das Ansehen des Gesteins auffallend hohe Gehalt an Kohlensäure.

VI. Glimmerporphyrit am Fahrweg von Ernstthal auf den Kreiseberg, an der Wegbiegung in ca. 1700 D.-F. Höhe; dunkel, Glimmer grossentheils umgewandelt.

VII. Porphyrit (? Glimmerporphyrit) aus dem Nahethal (knapp westlich von der W.-Grenze von Blatt Masserberg, am nordwestlichen Winkel desselben); dunkel, aphanitisch, Glimmerblättchen äusserst selten zu erkennen, auch im Dünnschliff nicht sicher nachzuweisen; an typischen Glimmerporphyrit nicht mehr erinnernd, während die chemische Zusammensetzung keine bemerkenswerthen Unterschiede bietet.

Ausserdem sind noch von einigen Proben von Glimmerporphyriten von verschiedenen Fundpunkten unserer Gegend die Kieselsäureprocente und zum Theil auch das spec. Gewicht bestimmt worden; die betreffenden Zahlen sind:

SiO_2 pCt.	65,33;	65,08;	63,45;	62,09;	60,90;
Zugehöriges spec. Gew. . . .	—	—	—	2,6093;	
	Steffen	Steffen	Steffen	Steffen	Steffen
SiO_2 pCt.	60,40;	59,76;	59,08;	56,32;	
Zugehöriges spec. Gew. . .	2,6305;	—	2,6690;	—	
	Steffen	Hampe	Steffen	Steffen	

Kersantit. Die Structur ist nicht immer porphyrisch und erscheint dann, mit blossem Auge oder Lupe betrachtet, einfach feinkörnig bis dicht; doch geht sie oft in's Porphyrische über, und

zwar besonders durch mehr oder minder reichlich eingestreute grössere Täfelchen von Biotit, bezw. dunklem Magnesiaglimmer, in zweiter Linie auch durch Feldspatheinsprenglinge.

Abgesehen hiervon ist die Masse resp. Grundmasse des Gesteins wie folgt zusammengesetzt: Zunächst fällt in einem Dünnschliff in's Auge ein Gewebe von Plagioklasleistchen resp. von gestreiften Feldspathleistchen, welche in ihrer Grösse selten bis zu Mikrolithen herabsinken und manchmal nur zwei- bis dreitheilig, manchmal auch wohl mehrtheilig erscheinen und eine divergentstrahlige Anordnung erkennen lassen oder doch dazu neigen; bald mehr, bald weniger reichlich, sind in dem Feldspathgewebe Blättchen von dunklem Magnesiaglimmer eingestreut; ferner ist in den meisten Proben in den Zwischenräumen der Feldspathleistchen etwas Quarz zu bemerken, an Masse gering und nicht immer deutlich von dem durch Umwandlung entstandenen, secundären Quarz zu unterscheiden, mitunter jedoch durch seine Lage deutlich als ursprünglich zu erkennen. Ferner dürfte die Gegenwart von etwas ungestreiftem Feldspath bezw. Orthoklas in der Grundmasse (auch mit Rücksicht auf den Kaligehalt der Analysen) nicht ausgeschlossen sein [1]). Magnetitkörnchen, oft in deutlichen Krystallumrissen, in anderen Fällen als Stäubchen, fehlen wohl niemals, und sind öfter ziemlich reichlich vorhanden; dazu kommt, mitunter durch das Umwandlungsproduct Leukoxen, ausserdem auch durch den Titangehalt der Analysen angezeigt, etwas Titaneisen (resp. titanhaltiges Magneteisen); endlich Apatit, dessen Kryställchen mitunter sehr deutlich zu bemerken sind, und hier und da etwas Schwefelkies. — Die Grundmasse scheint durchaus krystallinisch zu sein und keine amorphe Zwischenmasse zu enthalten.

Durch mehr oder minder reichlich ausgeschiedene Einsprenglinge von Glimmer und daneben auch durch solche von Plagioklas, wird die Structur, wie bemerkt, recht oft porphyrisch. Die ersteren sind oft scharf sechsseitig begrenzt und werden bis 6 Millimeter im Durchmesser gross, im mikroskopischen Bilde zeigen sie nicht

---

[1]) In einem Präparat wurde das Vorhandensein von abweichenden Gesteinspartien (Einschlüssen oder Schlieren?) beobachtet, die an ungestreiftem Feldspath und Quarz reich sind.

selten die bekannten Biegungen, Knickungen und Zerbrechungen, auch wohl Umsäumungen durch Magnetitstaub. Die Plagioklaseinsprenglinge zeigen öfter Zonarstructur, wobei die inneren Theile mehr getrübt und angegriffen erscheinen als die äusseren; selten nur scheinen Verwachsungen nach dem Periklingesetz zu bleiben. Auf das frühere Vorhandensein von Augit, neben den genannten Einsprenglingen, lassen gewisse, häufig vorkommende Umrisse schliessen, welche von Calcit, Chlorit und Quarz als Umwandlungsmineralien erfüllt sind; in einer Probe wurde Umsäumung derselben durch Glimmerblättchen beobachtet. — Auch der Glimmer fällt, wie manche Proben zeigen, der Umwandlung in Chlorit und Quarz, zu welchen noch Eisenoxydationsstufen treten, anheim; durch denselben Vorgang wird der Plagioklasgehalt des Gesteins getrübt und giebt Anlass zur Bildung von Kalkspath.

Bei gewissen Vorkommnissen ist Quarz in etwas grösserer Masse in Form fremdartiger Einschlüsse vorhanden.

Das Gestein ist ziemlich zähe und schwer zersprengbar und unterscheidet sich hierin von den meisten Porphyren und Porphyriten. Von Farbe ist dasselbe in unverwittertem Zustande dunkel, grau, bräunlich-grau bis fast schwarz, mitunter auch etwas grünlich. Auch bei anscheinend frischem Zustande zeigen sich bereits die Spuren der begonnenen Umwandlung durch das Aufbrausen mit Säure. Bei der Verwitterung überzieht sich das Gestein mit einer braunen Kruste, welche auf Kosten des noch unverwitterten Kerns allmählich zunimmt, und in welcher die grösseren Glimmerblättchen noch am längsten sich zu erhalten pflegen; zuletzt ist Alles zersetzt, und es hinterbleibt eine lockere, erdige, ockerfarbige bis braune Masse, in welcher allenfalls auch noch Glimmerblättchen zu erkennen sind.

In der chemischen Zusammensetzung des Gesteins (Analysen VIII — X) spricht sich gegenüber dem Glimmerporphyrit in dem etwas grösseren Gehalt an Magnesia und Eisen der vermehrte Magnesiaglimmer und vielleicht auch Magnetit aus, wogegen der Kieselsäuregehalt etwas niedriger ist, so dass der Kersantit an der Grenze der »basischen« Eruptivgesteine steht. Die Analysen geben keinen Anhalt, um auf eine abweichende Natur

der Feldspäthe in den Glimmerporphyriten einerseits und Kersantiten andererseits zu schliessen. Der Unterschied zwischen beiden liegt weniger in der Art der Gemengtheile, als in ihrer relativen Menge, Grösse und Anordnung (Structur).

Von Kersantiten unserer Gegend sind folgende Analysen ausgeführt worden:

	VIII.	IX.	X.
SiO_2	54,81	52,12	52,25
TiO_2	0,75	1,20	0,62
Al_2O_3	17,80	13,52	14,93
Fe_2O_3	2,69	2,56	3,50
FeO	4,46	4,53	3,70
MgO	5,03	6,36	5,84
CaO	1,78	5,78	6,33
K_2O	3,86	5,36	3,76
Na_2O	4,06	2,34	2,86
SO_3	Spur	0,22	0,21
P_2O_5	0,45	0,92	0,62
CO_2	0,44	3,59	2,62
H_2O	3,56	1,86	2,68
	99,69	100,36	99,92
Spec. Gew.	2,712	2,7257	2,7250
	Hampe	Steffen	Steffen

VIII. Kersantit, entnommen am oberen Ende des Gangprofils an der Landstrasse zwischen Ober- und Unter-Neubrunn. (Vgl. Analyse V.)

IX. Kersantit ebendaher, etwas weiter aufwärts, am Abhang entnommen.

X. Kersantit aus dem Querbachthal im Hinternaher Forst am »Breiten Brunnen«; in geringen Mengen zwischen deckenbildendem Glimmerporphyrit vorkommend.

Ausserdem ergab eine weitere Kersantitprobe, welche bereits eine gewisse Annäherung an Glimmerporphyrit zeigt, 56,21 pCt. SiO_2 und 1,19 pCt. CO_2, bei 2,7047 spec. Gew.

Melaphyr. Die unter dieser Gruppe zusammengefassten Gesteine haben bei dunkler (grauer, grünlicher, fast schwarzer etc.)

Färbung eine für Auge und Lupe feinkörnige bis fast dichte Structur, welche durch das Hervortreten meist nur sparsam vorhandener, etwas grösserer Einsprenglinge von Feldspath und Augit (selten vielleicht Olivin), öfters, doch nicht immer, porphyrisch wird. Stets ist mehr oder minder weit vorgeschrittene Zersetzung und Umwandlung zu bemerken, welche das Aussehen des Gesteins wesentlich mit bestimmt, und deren Producte, Chlorit (? Grünerde), Kalkspath, Kieselsäure, nicht selten mit der Lupe schon wahrzunehmen sind. Wie sonst bei den Melaphyren findet sich auch hier unvollständige Raumerfüllung in Form von poröser, blasiger Structur, und in Verbindung mit Mandelsteinbildung.

Bei den meisten Vorkommnissen wird die Hauptmasse des Gesteins gebildet durch ein Gewebe von Plagioklasleistchen mit einfacher oder mehrfacher Zwillingslamellirung (durch Zersetzung öfter schon getrübt), deren Anordnung wohl in den meisten Fällen als eine divergentstrahligkörnige bezeichnet werden kann und deren Grösse in der Regel sich entschieden über der von Mikrolithen hält. Hierbei kann es vorkommen, dass nur wenig oder keine grösseren Feldspathindividuen als Einsprenglinge ausgeschieden sind, in anderen Fällen sind solche vorhanden, wenn auch meist nicht zahlreich und von besonders auffallender Grösse, so dass porphyrische Structur nicht eben sehr ausgesprochen ist. Bei dieser Anordnung der feldspathigen Masse ist die freie, krystallinische Ausbildung des augitischen Gemengtheils unterdrückt, derselbe erscheint nur als Füllung der Zwischenräume der Feldspathleistchen, nur hier und da wohl auch mit einem Umriss, der sich auf einen Krystall beziehen lässt, fast immer ist jedoch die augitische Substanz chemisch umgewandelt, zu den gewöhnlichen Zersetzungsproducten Chlorit, Calcit, Eisenoxyd und Quarz. Seltener kommen einsprenglingsartig Umrisse vor, welche sich auf Olivin beziehen lassen, der in ähnlicher Weise wie der Augit durch secundäre Mineralien ersetzt ist; ebenso bleibt das Vorkommen von Biotit auf einzelne Fälle beschränkt. — Magnet- und Titaneisen (nebst seinem lichtfarbigen Umwandlungsproduct) gehören ebenfalls zu den verbreiteten Bestandtheilen, dazu kommt noch Apatit und hier und da etwas Schwefelkies.

Etwas abweichend von der angegebenen Beschaffenheit der meisten Vorkommnisse verhält sich der Melaphyr vom Querenberg bei Giessübel (Analyse XI); die Abweichung liegt besonders darin, dass hier ein sehr erheblicher Grössenunterschied zwischen den als Einsprenglinge vorhandenen Plagioklasen und Augiten und denjenigen besteht, welche die Grundmasse bilden, so dass die Structur ausgesprochen porphyrisch ist. Die Grundmasse wird gebildet von sehr kleinen Plagioklasnädelchen oder -mikrolithen, deren Anordnung, wenn auch im Allgemeinen noch divergentstrahlig, doch auch Neigung zum Fluidalen erkennen lässt, zwischen denselben liegen noch Augitmikrolithen. Die als Einsprenglinge vorhandenen Augite sind, zum Unterschied vom gewöhnlichen Verhalten, zum Theil noch recht frisch und zeigen oft mehrfach wiederholte Zwillingsbildung nach der Querfläche.

Die Analysen XI und XII ergeben für unseren Melaphyr zum Unterschied vom Kersantit und Glimmerporphyrit einen geringeren Gehalt an Kieselsäure und an Alkali, dagegen einen grösseren an Eisen und alkalischen Erden, ein Unterschied, der wohl wesentlich im vermehrten Augitgehalt — für den Betrag an Kalkerde zum Theil wohl auch in einem kalkreicheren Plagioklas — zu suchen sein wird.

	XI.	XII.
SiO_2	50,31	46,02
TiO_2	0,64	0,95
Al_2O_3	16,72	18,03
Fe_2O_3	4,19	7,17
FeO	5,01	2,78
MgO	6,69	4,83
CaO	7,73	8,68
K_2O	2,53	1,33
Na_2O	2,50	3,31
SO_3	Spur	Spur
P_2O_5	0,37	0,35
CO_2	0,13	2,90
H_2O	3,16	3,22
	99,98	99,57
Spec. Gew.	2,7769	2,6921
	Steffen	Steffen

XI. Melaphyr vom Querenberg bei Giessübel (ostwärts nach dem Rennsteig hin am Waldweg); dunkle, dichte Grundmasse, porphyrisch durch Augit- und Plagioklas-Einsprenglinge; anscheinend ziemlich frisch.

XII. Melaphyr vom Sommerberg, westlich vom Schleusethal, im Hinternaher Forst (etwas ostwärts nach der Höhe zu). Structur nicht porphyrisch.

Zum Schluss mögen, der besseren Uebersicht wegen, die angeführten 12 Analysen in tabellarischer Ordnung zusammengestellt werden.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
SiO_2	66,28	69,06	70,85	62,04	58,40	58,40	58,41	54,81	52,12	52,25	50,31	46,02
TiO_2 . . .	0,61	0,24	0,22	0,71	0,38	0,25	0,98	0,75	1,20	0,62	0,64	0,95
Al_2O_3 . . .	16,64	14,41	15,79	17,44	15,61	16,81	17,01	17,80	13,52	14,93	16,72	18,03
Fe_2O_3 . . .	1,18	1,89	1,20	4,22	2,72	3,47	3,44	2,69	2,56	3,50	4,19	7,17
FeO	1,68	0,54	1,27	0,36	2,94	2,69	2,61	4,46	4,53	3,70	5,01	2,78
MgO . . .	0,84	0,39	Spur	1,88	3,50	3,90	2,95	5,03	6,36	5,84	6,69	4,83
CaO	0,52	Spur	0,26	0,57	3,97	1,54	4,29	1,78	5,78	6,33	7,73	8,68
K_2O	6,43	12,33	6,69	4,20	5,37	5,03	4,23	3,86	5,36	3,76	2,53	1,33
Na_2O . . .	3,91	0,24	3,37	6,31	3,13	4,48	4,39	4,06	2,34	2,86	2,50	3,31
SO_3	0,13	0,28	0,06	0,12	Spur	Spur	0,11	Spur	0,22	0,21	Spur	Spur
P_2O_5 . . .	0,17	0,08	Spur	0,37	0,40	0,43	0,40	0,45	0,92	0,62	0,37	0,35
CO_2	0,17	0,09	Spur	—	2,56	0,48	0,29	0,44	3,59	2,62	0,13	2,90
H_2O	1,45	0,96	0,89	1,63	1,72	2,66	1,59	3,56	1,86	2,68	3,16	3,22
	100,01	100,51	100,60	99,85	100,70	100,14	100,70	99,69	100,36	99,92	99,98	99,57
Spec. Gew.	2,5890	2,553	2,599	2,620	2,6740	2,6419	2,729	2,712	2,7257	2,7250	2,7769	2,6921
	Steffen	Hampe	Schadé	Hampe	Steffen	Steffen	Hampe	Hampe	Steffen	Steffen	Steffen	Steffen

I. Quarzarmer Granitporphyr, vgl. S. 290.
II., III. Quarzarmer Porphyr, vgl. S. 295.
IV., V., VI. Glimmerporphyrit, VII. ? Glimmerporphyrit, vgl. S. 300.
VIII., IX., X. Kersantit, vgl. S. 304.
XI., XII. Melaphyr, vgl. S. 306.

Olivinfels, Amphibolit und Biotitgneiss von Habendorf in Schlesien.

Von Herrn **E. Dathe** in Berlin.

Die Gneissformation des Eulengebirges nimmt wegen der Art und Zahl ihrer Einlagerungen im Verhältniss zu vielen anderen bekannten Gneissgebieten mehr und mehr eine bevorzugte Stellung, wie unsere dem Abschluss nahe stehenden Untersuchungen derselben lehren, ein; denn die wenigen in ihr eingelagerten und durch frühere Untersuchungen bekannt gewordenen Gesteine, Serpentine, Amphibolite und der Granulit von Weistritz, haben bei grosser Mannichfaltigkeit in der Ausbildung sich nicht nur um viele Hunderte der Fundorte, namentlich die beiden ersteren Gesteinsarten, vermehrt, sondern es haben sich auch mehrere interessante Felsarten, die theils für das Eulengebirge, theils für Schlesien neu sind, nämlich Olivinfels, Enstatitfels, Strahlsteinschiefer, Gabbro und Forellenstein hinzugesellt.

Von den letztgenannten selteneren Gesteinen soll der von mir seit mehreren Jahren bei Habendorf entdeckte Olivinfels in den folgenden Zeilen eingehend beschrieben werden, nachdem ich schon früher [1]) über denselben in einer Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft kurz berichtet habe.

Von dieser petrographisch-geologischen Beschreibung des Olivinfelses lässt sich die des damit eng verknüpften und in der

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1886, S. 914.

Ueberschrift mit genannten Amphibolits nicht trennen, wie auch der beide Gesteine umschliessende Gneiss kurz beschrieben werden muss. — Wir beginnen zuerst mit der Schilderung der geologischen Verhältnisse der Gesteine und lassen sodann die Beschreibung der petrographischen Beschaffenheit derselben als zweiten Theil folgen.

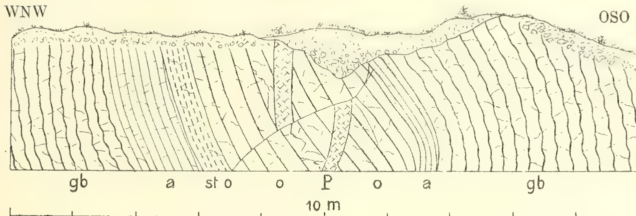
I.

Der Fundort des Olivinfelses von Habendorf liegt nicht mehr im eigentlichen Eulengebirge, sondern in den östlich desselben aus der Ebene und den Diluvialbildungen hervorragenden und der Gneissformation ebenfalls zugehörigen Hügelreihen, welche, wie üblich, dem Eulengebirge im weiteren Sinne zugezählt werden und zwischen Reichenbach, Langenbielau, Gnadenfrei, Lampersdorf und Raudnitz sich ausdehnen. Im mittleren Theile dieser niedrigen, im Volksmunde auch Katzenberge genannten Bergkette, befindet sich die betreffende Oertlichkeit bei Habendorf, welcher Ort auf dem Messtischblatte Gnadenfrei der Generalstabskarte, und zwar ziemlich nahe der westlichen Sectionsgrenze, im nordwestlichen Theile des Blattes liegt. Geht man von dem im nördlichen Theile des Dorfes gelegenen Vorwerk den Feldweg nach W, so trifft man in 1 Kilometer Entfernung — und ebenso weit ist es bis zur Sectionsgrenze — dicht am Wege einen kleinen Steinbruch, in welchem die interessante Gesteinsreihe, nämlich Biotitgneiss, Amphibolit und Olivinfels aufgeschlossen ist.

Das herrschende Gestein der Gegend ist Biotitgneiss; er besitzt im Aufschluss und in seiner nächsten Umgebung eine körnig-schuppige, seltener kurz-flaserige Structur. Seine Schichtenstellung weicht von der nach W (Weigelsdorf und Lampersdorf) und NW (Langenbielau) verbreiteten Biotitgneissen merklich und zwar um 60° nach O ab; denn die vorzugsweise flaserigen und grobflaserigen Biotitgneisse dieser Gegend streichen in h. 9—10 und der Gneiss in dem nächsten, kaum 1 Kilometer nach SW bei Weigelsdorf gelegenen Aufschluss streicht in h. 10 (N 30° W), während der im erwähnten kleinen Steinbruche bei Habendorf aufgeschlossene ein Streichen in h. 2 (N 30° O) besitzt. Diese Abweichung in der Schichtenlage

scheint mit Verwerfungen, die zum Theil mit dem nordwestlich folgenden Thälchen, das gleichfalls in h. 2 verläuft, zusammenzufallen; doch konnte die Ursache dieser abweichenden Lagerungsverhältnisse durch abschliessende Kartirung noch nicht ganz sicher festgelegt werden, weil Section Gnadenfrei vorläufig nicht zu meinem speciellen Aufnahme-Gebiete zählt.

Die näheren Verbandsverhältnisse des Biotitgneisses und des ihm eingelagerten Olivinfelses und Amphibolits mag das folgende Profil, das ich im Jahre 1885 nach den damaligen Aufschlüssen aufgenommen habe, verdeutlichen.



Das Profil beginnt mit den steil stehenden Schichten eines kurz-flaserigen Biotitgneisses (gb), der an der nordwestlichen Wand des Steinbruches recht gut aufgeschlossen war; man kann diese Gneissschichten nach der localen Schichtenstellung als das Liegende des Olivinfelses auffassen. Auf dieselben folgt in einer Mächtigkeit bis zu 1,5 Meter und in gleichfalls steiler, 60—75° gegen SO betragenden Neigung seiner Schichten ein schwärzlich-grüner Amphibolit (a). Den Uebergang zwischen demselben und dem Olivinfels (o) vermittelt eine 0,5 Meter starke Gesteinslage (st o), die wesentlich aus einem lichter gefärbten, graugrünlichen Amphibolit, dessen Amphibol den ächten Strahlsteinen sich nähert, besteht; in ihr stellen sich mehrere bis 0,5 Decimeter starke Lagen eines mit reichlich Strahlstein untermengten Olivinfelses (o) ein. Die Schichtenlage verflacht sich allmählich; es folgt jetzt die mächtigste und zugleich interessanteste Gesteinspartie im Profil, nämlich der 3,5 Meter mächtige Olivinfels. Die der Schichtung entsprechende

und ihr parallel verlaufende Hauptklüftung des Gesteins wird weitläufiger; die Gesteinsplatten sind 1 — 2 Decimeter stark und ihre Neigung wird allmählich flacher; denn bei einem durchschnittlichen Streichen in h. 2 fallen sie $50 - 40^0$ gegen SO ein.

In der mittleren Partie des Olivinfelses setzt ein schmaler, 2—3 Decimeter mächtiger Pegmatitgang (P), der durch eine sehr flache Verwerfung in zwei Theile zerstückelt ist, auf. Durch diese Schichtenstörung wird zum Theil auch die schwach geneigte Lage der südöstlich folgenden Schichten des Olivinfelses erklärt.

Der Pegmatit ist grosskrystallinisch und besteht aus rauchgrauem bis bläulich-grauem Quarz, lichtgrauem Feldspath und dunklem Glimmer. Der Feldspath zählt dem Orthoklas zu; er ist schon der Zersetzung theilweise erlegen, denn auf seinen Spaltflächen haben sich bis 1 Meter breite und lange Blättchen und dünne Häutchen von Muscovit angesiedelt. Zu ihrer Bildung hat der Orthoklas wohl selbst wenig Material beigesteuert; es scheint, dass diese Glimmerblättchen von Sickerwässern, welche die betreffenden Verbindungen in Lösung enthielten, abgesetzt worden sind. Anders verhält es sich mit den zahllosen, borstenförmigen kaum 0,01 Millimeter langen Fäserchen und Blättchen, welche den Feldspath fast gleichmässig, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, erfüllen und dem Muscovit gleichfalls beigezählt werden müssen; sie sind an Ort und Stelle aus dem Feldspath entstanden. Ausser wenigen rundlichen Quarzkörnchen enthält der Orthoklas keine anderen Interpositionen. In grösseren Blättchen ist ein lichtbräunlicher Glimmer als Gemengtheil vorhanden, welcher nach den Salbändern zu sich besonders häuft und eine bandförmige Gestalt annimmt. Manche dieser letzteren, 2—5 Centimeter langen und bis 0,5 Centimeter breiten Glimmerblätter sind erfüllt von zahllosen Rutilnädelchen in sagenitischer Verwachsung von besonderer Schönheit, wie solche mehrfach aus Biotiten und Phlogopiten beschrieben und abgebildet worden sind.

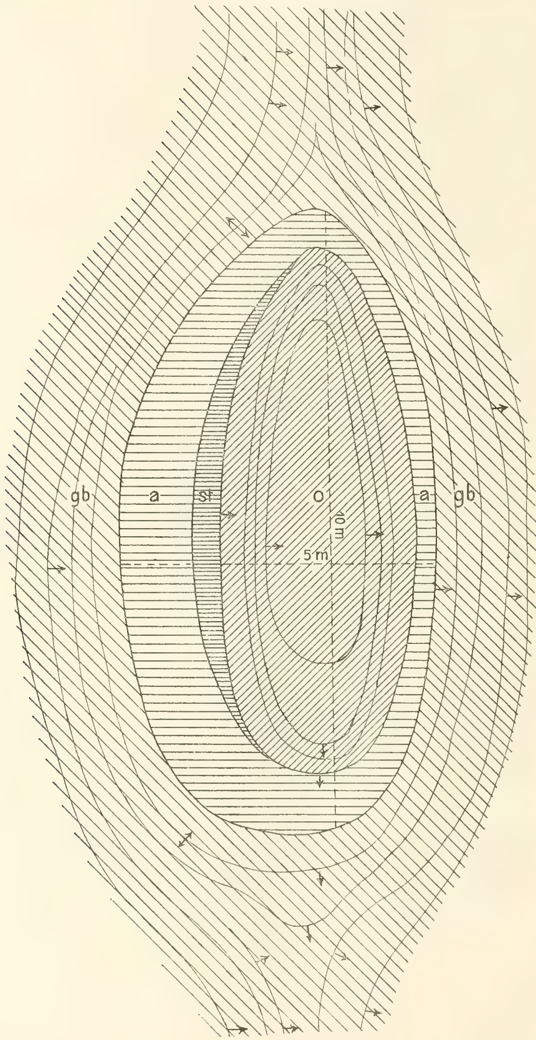
Im Hangenden des Olivinfelses oder, wie man allgemein sagen kann, südöstlich desselben kehrt eine dünne, nur 2—4 Decimeter starke Zone von grünlich-schwarzem Amphibolit (a) wieder; er gleicht dem zuerst erwähnten Amphibolit in allen Stücken. Den

Abschluss des Profils bildet ein körnig-schuppiger oder ein kurzflaseriger Biotitgneiss.

Die Gneissschichten nehmen in diesem Theile ziemlich plötzlich eine steile Lage an und gehen schliesslich in eine saigere Stellung über. Die Schichtenköpfe sind zum Theil überbogen und Grundschutt, aus losgelösten Stücken und Trümmern des in unmittelbarer Nähe anstehenden Gneisses gebildet, bedecken in bis 0,5 Meter Stärke alle beschriebenen Glieder unseres Profils.

Ueberblickt man an der Hand des vorstehenden Profils die Lagerungsverhältnisse der noch näher zu beschreibenden Gesteine, so findet man ein 5 Meter mächtiges Schichtensystem, das von Aussen nach Innen von Amphibolit und Olivinfels zusammengesetzt und allseitig von Biotitgneiss umschlossen wird. Andere Beobachtungen ergaben, dass der Verlauf der Schichten des Gneisses bald und fast plötzlich sich ändert; sie streichen nicht mehr von NNO nach SSW, sondern nach einer kurzen und ziemlich scharfen Umbiegung verlaufen sie von WNW nach OSO und fallen steil, 60—70° gegen SWS ein, um sodann nach erfolgter entgegengesetzter Wendung an der Südostseite der Amphibolit-Olivinfels-Linse wieder in NNO-Streichen überzugehen. Diese Lagerungsverhältnisse und den Aufbau dieser Gesteinslinse im Einzelnen bringt folgender umstehender Grundriss noch besser zur Anschauung.

Aus der Anordnung des Grundrisses ergiebt sich auch die sonst so häufig beschriebene Thatsache, dass die einzelnen Gesteine der Linse nicht an allen Punkten gleich stark sind, sondern verschiedene Mächtigkeit besitzen; am deutlichsten wird dies Verhältniss durch den die äussere Schale der Linse bildenden dunklen Amphibolit erläutert; während er im Liegenden des Olivinfelses 1 Meter mächtig ist, hat sich seine Mächtigkeit im Hangenden desselben bis zu 0,3 Meter verringert. Aehnliches Verhalten, wenn auch nicht so auffällig zu beobachten, scheint nach der mannichfachen petrographischen Ausbildung, wie weiter unten zu ersehen ist, auch im Olivinfels selbst zu herrschen. Noch besser kommt der eigenthümliche Aufbau dieser Linse, den man mit der Anordnung der einzelnen Schalen einer Zwiebel wohl am treffendsten


gb
a
st
o
a
gb
10 m
5 m

vergleichen kann — und das ist eine ganz bemerkenswerthe Beschaffenheit vieler solcher archäischen Gesteinscomplexe — dadurch zum Ausdruck, dass der lichtere Amphibolit (st) nur im Liegenden des Olivinfelses anzutreffen ist und auf der anderen Seite desselben gänzlich fehlt.

Die Grösse der Linse ist nach der bekannten Mächtigkeit unbedeutend und ihre Länge ist höchstens auf 10 Meter, wovon ein Drittel aufgeschlossen ist, zu veranschlagen; ob sie in ihrer Breite und Länge nach der Tiefe zunimmt oder nicht, kann selbstverständlich nach den jetzigen Aufschlüssen nicht entschieden werden. Nach dem Fallen der Schichten ist die Neigung der beiden Längsseiten der Linse gleichsinnig und nach SO gerichtet, während sie an den beiden Polen derselben naturgemäss nach auswärts abfallen muss. Die Linse als einheitliches Ganzes gedacht, besitzt somit auch eine nach SO geneigte Lage.

II.

Der Biotitgneiss mag nach seiner petrographischen Ausbildung, wie er in der unmittelbaren Umgebung des Aufschlusses anzutreffen ist, beschrieben werden. Nach seinem Gefüge ist er theils flaserig, theils körnig-schuppig, in beiden Fällen somit kleinkörnig. Die Hauptgemengtheile des Gesteins, nämlich Feldspathe, Quarz und dunkler Glimmer sind fast von gleicher Grösse, indem die beiden ersteren einen Durchmesser von 0,5 — 1,0 Millimeter besitzen und die Länge der Glimmerblättchen zwischen 0,5 — 1,0 Millimeter schwankt, so dass das Gesteinsgemenge gleichkörnig ist. Die Feldspathe gehören dem Orthoklas, dem Plagioklas und Mikroklin zu; letzterer tritt in den vorliegenden Präparaten nur in wenigen, 0,7 Millimeter langen und 0,4 Millimeter breiten Körnchen auf und ist demnach kleiner als die Hauptmasse der übrigen Feldspathe. Er ist sehr deutlich ausgebildet und neben schöner Gitterstructur macht sich streifenweis die Mikroperthitstructur an ihm bemerklich. Orthoklas und Plagioklas scheinen in den einzelnen Gesteinslagen in ihrer Menge zu wechseln; denn während in einigen Präparaten der Plagioklas, der meist dem Oligoklas zuzurechnen sein dürfte, überwiegt und sein Verhältniss zum

Orthoklas ungefähr 4 : 1 ist, tritt er in anderen gegen den Orthoklas so merklich zurück, dass das Verhältniss sich entweder direct umkehrt oder sogar sich wie 1 : 10 verhält. Wenige Orthoklase zeigen Mikroperthitstructur; manche Plagioklase sind, namentlich in ihren randlichen Zonen von rundlichen und zierlichgebogenen Quarzstengelchen durchwachsen; während manche Orthoklase spärlich rundliche oder auch sechsseitig begrenzte Quarzkörner von geringer Grösse beherbergen. In der Nähe von Spaltrissen zeigen beide Feldspathe die bekannten Zersetzungserscheinungen, nämlich pulverige Trübung und Muscovitbildung. Wenn man die steile Schichtenstellung der Gneisse im Aufschluss und in der ganzen Gegend in Betracht zieht, die doch eine bedeutende Aufrichtung und Verschiebungen der Gneissschichten bedingt und voraussetzt, so müsste man, stellte man sich auf den extremen Standpunkt mancher Anhänger der mechanischen Metamorphose, ganz andere Wirkungen derselben in unseren Gneissen erwarten. Weder verschobene Feldspäthe, noch aussergewöhnliche, nicht auf Verwitterung sich beziehende mineralische Neubildungen sind zu bemerken. Nur am Quarz stellt sich vereinzelt undulöse Auslöschung infolge von Gebirgsdruck ein.

Der schwärzlich-braune Biotit zeigt die bei Gneissen übliche Ausbildung. Ausser anderen, noch zu erwähnenden Einschlüssen enthält er nicht selten und zwar auch an Stellen, wo keine Zersetzung zu bemerken ist, feinste Rutilnädelchen, theils in unregelmässiger Vertheilung, theils in regelmässiger, sagenitischer Verwachsung. Ihre primäre Natur ist hier nicht zu bezweifeln; sie kommen sowohl in grossen als auch kleinen Biotitblättchen vor und sind nicht häufiger in den oft schon etwas gebleichten, aber noch gelblich-braunen Randzonen mancher Glimmer zugegen. Die Bleichung und die darauf folgende weitere Zersetzung derartiger, an Rutilnädelchen reicher Glimmer dürfte viel eher mit der Anwesenheit dieser Gebilde und somit von der abweichenden, chemischen Beschaffenheit der Glimmersubstanz abhängen. Mit dem Biotit ist sparsam in kleinen Blättchen Muscovit verwachsen, der in grösseren, mit unbewaffnetem Auge wahrnehmbaren Blättchen im Gestein garnicht anzutreffen ist.

Die Vertheilung der Glimmer im Gneisse ist eine verschiedene, je nachdem er flaserig oder körnig-schuppig ist. In unseren flaserigen Biotitgneissen erreicht die linienförmige Längserstreckung der Glimmer-Zusammenhäufung, — der Glimmerflaser — bis zu 1 Centimeter Länge; in den körnig-schuppigen Biotitgneissen fehlt die ächte Glimmerflaser. Der Glimmer ist zum Theil in isolirten Blättchen vorhanden oder, wo doch eine gewisse Zusammenhäufung stattfindet, erfolgt diese nicht in bestimmten Ebenen als ausgesproche Glimmerflaser, sondern ist hingegen mehr oder minder putzenförmig angeordnet.

Mit beiden Aggregationsformen, der flaserigen sowohl als auch der körnig-schuppigen, ist eine wichtige, zwar beschriebene, aber meines Wissens noch nie recht gewürdigte, Erscheinung verbunden. Eine Reihe von accessorischen Mineralien, nämlich Zirkon, Rutil, Apatit, Granat und Eisenglanz sind entweder in dem Glimmer unserer Gneisse eingeschlossen oder in seiner unmittelbaren Nachbarschaft zur Ausbildung gelangt. Zirkon, in den bekannten kurzsäulen-förmigen Kryställchen und rundlichen Krystallkörnern ist der häufigste accessorische Gemengtheil; er ist meist dem Biotit eingewachsen und alsdann von einem pleochroitischen Hofe umgeben. Die organische Natur des letzteren, welche nach dem Glühen des Dünnschliffs und Behandeln mit Salzsäure nach den Angaben E. Cohen's [1]) verschwinden, ist wohl nicht mehr nach der Begründung des genannten Forschers anzuzweifeln. Rutil in einfachen Kryställchen und Zwillingen fehlt dagegen gänzlich, während er in sagenitischer Ausbildung wie oben erwähnt, in reichlichem Maasse zugegen ist. In ziemlicher Häufigkeit, aber auch nur in mikroskopisch wahrnehmbarer Grösse trifft man in dieser Gesellschaft den Granat. Seine Durchschnitte, deren grösste Durchmesser zwischen 0,1 bis 0,55 Millimeter betragen, lassen sich auf das Rhombendodekaëder zurückführen; das charakteristische Sprungsystem, die beginnende Zersetzung, Flüssigkeitseinschlüsse, Einschlüsse von kleinem Granat sind auch diesen Granaten eigen. In recht reich-

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1888. Bd. I, S. 165—169.

licher Menge ist Apatit, entweder im Biotit eingebettet oder von mehreren Blättchen desselben umschlossen, in rundlichen farblosen Körnchen vorhanden; auch Eisenglanz tritt spärlich in der Nachbarschaft des Glimmers, demselben alsdann gewissermaassen als Unterlage dienend, zu den genannten Mineralien hinzu.

In welcher Reihenfolge sind die Gemengtheile des Biotitgneisses ausgeschieden? Giebt es überhaupt eine gewisse Gesetzmässigkeit, welche bei der Bildung der Minerale des Gneisses, seiner Haupt- und Nebengemengtheile und der krystallinischen Schiefergesteine sich geltend machte? Beide Fragen sind bejahend zu beantworten. Die Reihenfolge in der Ausscheidung der erwähnten Gneissminerale ist unzweifelhaft folgende:

1) Die zuerst gebildeten Minerale sind Zirkon, Rutil, Eisenglanz und Apatit [1]; nirgends enthalten dieselben Einschlüsse der anderen im Gneisse vorhandenen Minerale; sie werden hingegen fast regelmässig von den übrigen Mineralien des Gesteins eingeschlossen oder umgeben.

2) Nach deren Ausscheidung erfolgte die Bildung von Granat und Biotit; beide sind ziemlich gleichzeitig entstanden, doch mag ersterer vielfach einen Moment früher zur Krystallisation gelangt sein, da letzterer immerhin viel häufiger den ersteren als Einschluss aufweist, dagegen seltener von diesem selbst eingeschlossen wird. Die chemische Beschaffenheit der Granaten scheint hierbei von Belang zu sein.

3) Die Bildung der Feldspathe erfolgte sodann; und zwar scheint nach meinen Beobachtungen an diesen und zahlreichen anderen Gneissen und Granuliten der Plagioklas zuerst, hierauf Mikroklin, schliesslich Mikroperthit und Orthoklas sich ausgeschieden zu haben. Mikroklin und Orthoklas schliessen verhältnissmässig häufig Plagioklas ein; ebenso weist die Mikroperthitbildung, welche beiden Mikroklin und Orthoklas eigenthümlich ist, auf

[1] In anderen Gneissen, ebenso in Granuliten tritt zu diesen ausgeschiedenen Mineralen noch Disthen und Sillimanit hinzu.

die Neigung der Plagioklassubstanz zu früherer Verfestigung hin, während dem Kali-Thonerdesilicat eine etwas langsamere Krystallisationstendenz zuzukommen scheint.

4) Der Quarz als Vertreter der freien Kieselsäure beschliesst stets die Reihe. Seine Bildung begann zwar auch theilweise im letzten Stadium der Verfestigung der Feldspathe, denn in kleineren Körnern, die oft eine hexagonale Umgrenzung besitzen, ist er ein ziemlich häufiger Gast in vielen Feldspathen; ja unter gewissen, noch später festzustellenden Bedingungen und Umständen scheint er selbst der Bildung der Plagioklase voran zu eilen; denn in kurzen, vielfach zierlich gebogenen Stengelchen durchwächst er namentlich die Plagioklase randlich in pegmatitischer Weise. Die Hauptmenge des Quarzes der Gneisse bleibt indess mit ihrer Bildung an den Schluss der gesammten Mineralausscheidung gebunden, sie erfolgt zuletzt.

Aus diesem Umstande erklärt sich auch die Thatsache, dass der Quarz alle anderen früher gebildeten Minerale, namentlich des ersten und zweiten Abschnitts der Ausscheidung, nämlich Zirkon, Biotit und Granat in den vorliegenden Gneissen — in anderen kommen gleichzeitig die anderen gleichwerthigen Minerale der Reihe hinzu — reichlich als Einschlüsse führt.

Wenn daher E. KALKOWSKY [1]) dem Quarz wegen seiner selbstständigen Formentwicklung eine frühere Bildung als den Feldspathen zuertheilt, so kann ich dem nur in der Weise, wie geschehen, beistimmen; er sagt nämlich: »Nach diesen Beobachtungen ist der Quarz ganz entschieden derjenige Gemengtheil, welcher vor den Feldspathen sich krystallinisch ausschied, also das umgekehrte Verhältniss, wie es für eruptive Granite oft makroskopisch beschrieben und bis zu einem gewissen Grade mikroskopisch nachweisbar ist«.

---

[1]) Die Gneissformation des Eulengebirges S. 10.

Nach dem bisher Gesagten wird dem kundigen Petrographen die Wahrnehmung nicht entgangen sein, dass die Ausscheidungsfolge der Minerale der Gneisse dieselbe ist, wie sie ROSENBUSCH [1]) von seinen Tiefengesteinen (Graniten, Syeniten, Dioriten etc.) zuerst festgestellt [1]) und später [2]) nochmals begründet hat. Diese von ROSENBUSCH an den angeführten Orten aufgestellten Regeln gelten im Allgemeinen auch für die Reihenfolge der ausgeschiedenen Minerale in krystallinischen Schiefern überhaupt. Dies Ergebniss wird von weittragender Bedeutung bei der Lösung der Frage über die Entstehung der krystallinen Schiefergesteine sein. Der Biotitgneiss hat bei ziemlich der gleichen Mineralführung wie der Granitit dieselbe mineralische Ausscheidungsfolge. Wird diese Thatsache nicht schon manchem Geologen genügen, daraufhin dem Gneiss dieselbe, nämliche eruptive Entstehung wie dem Granit anzuerkennen? Ich meine, solch' ein Schluss ist verfrüht, weil einseitig. Indem ich die nähere Ausführung der hier beregten Frage und die Ziehung der Consequenzen für eine besondere Abhandlung mir verspare, weise ich noch kurz auf folgende Punkte hin.

Bei den Gneissen und Granuliten sind zwei Bildungsperioden im geologischen Sinne genommen bei der Krystallisation vorhanden, nämlich:

1) die Bildung der Glimmerflaser nebst Ausscheidung der Erze und übrigen accessorischen Gemengtheile (Zirkons, Rutils, Disthens, Sillimanits, Granats, Titanits etc.) und
2) die Bildung der Feldspath-Quarz-Flaser. — Im Verlauf dieser Arbeit wird sich ausserdem Gelegenheit finden, auf andere Seiten dieser Frage nochmals zurückzukommen.

Der Amphibolit (a des Profils) ist ein dickschieferiges Gestein von höchst einförmiger und einfacher Zusammensetzung; er besteht fast lediglich aus einer graugrünlichen bis schwärzlich-

---

[1]) Ueber das Wesen der körnigen und porphyrischen Structur. Neues Jahrb. 1882, II, 116.

[2]) Physiographie der massigen Gesteine. 2. Aufl. 1887. S. 10.

grünen stark glänzenden Hornblende, welche 5 — 6 Millimeter lange und 1 — 2 Millimeter breite Nädelchen bildet. Die ausgezeichnete prismatische Spaltbarkeit erkennt man meist mit blossem Auge oder mit der Lupe. Kleine Erzfünkchen, dem Magnetkies wohl durchgängig zugehörig, sind gleichfalls makroskopisch wahrzunehmen.

U. d. M. sind die Hornblendenädelchen farblos und nicht pleochroitisch, so dass man sie gern dem Strahlstein beizählen möchte; ihre Auslöschungsschiefe beträgt 16 — 20°. In Querschnitten zeigen sie gute Spaltbarkeit mit dem Hornblendewinkel von annähernd 124°. In Längsschnitten sind sie von einer ausgezeichneten oft feinen Spaltbarkeit, die zum Theil von einer anderen, dazu rechtwinklig stehenden getroffen wird, versehen. Nach dem mikroskopischen Befund möchte man die Hornblende des Gesteins, wie gesagt, schon als Aktinolith ansprechen; dagegen spricht jedoch der hohe Thonerdegehalt der von Herrn STEFFEN ausgeführten und unter (a) folgenden Analyse des Gesteins, welcher 8,68 pCt. beträgt. Wenn auch neuere [1]) Analysen von Strahlsteinen einen Thonerdegehalt bis über 5 pCt. aufweisen, und andere feldspathfreie Amphibolite [2]) (Ritsche bei Lampersdorf in Schlesien) aber circa 14 pCt. $Al_2 O_3$ führen, so kann man die Hornblende doch schwerlich als reinen Aktinolith in Anspruch nehmen; sie nimmt somit vom chemischen Standpunkte aus eine Mittelstellung ein; man kann sie daher mit Berücksichtigung ihrer optischen Eigenschaften wohl am besten als eine strahlsteinartige Hornblende bezeichnen.

Von Interpositionen ist sie fast frei; nur selten sind kleine Körnchen von Rutil eingeschlossen, welcher auch durch den Gehalt von 0,21 pCt. TiO_2 der Analyse angezeigt wird. Nur in etlichen Gesteinsproben, welche der Grenze zum überlagernden helleren

[1]) Vergl. RAMMELSBERG's Handb. d. Mineralchemie, Ergänzungsheft S. 32, wo ein dunkler Strahlstein von Orijärfvi und ein solcher von Amelia Co., Virginia angeführt werden; beide Analysen sind des Vergleichs halber hier unter b und c beigesetzt worden.

[2]) Vergl. die Analyse dieses Amphibolits in der in diesem Jahrbuch erscheinenden Arbeit: Ueber Strahlsteinschiefer des Eulengebirges.

Amphibolit (s t o des Profils) entstammen, sind wenige kleine Körnchen von frischem Olivin wahrgenommen worden. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins (a), das ein sp. Gew. von 2,9597 besitzt, ist folgende:

	a	b	c
SiO_2 . . .	46,47	56,92	56,96 pCt.
TiO_2 . . .	0,21	—	— »
Fe_2O_3 . . .	4,18	—	2,45 »
Cr_2O_3 . . .	Spur	—	— »
Al_2O_3 . . .	8,68	5,10	4,32 »
FeO . . .	3,73	1,01	2,24 »
MgO . . .	22,79	20,99	22,33 »
CaO . . .	9,05	16,68	11,44 »
K_2O . . .	0,35	—	— »
Na_2O . . .	1,14	—	— »
SO_3 . . .	Spur	—	— »
P_2O_5 . . .	Spur	—	— »
H_2O . . .	3,39	—	0,31 »
	99,99	100,70	100,05 pCt.

Die andere Varietät des Amphibolits, welche im Profil mit s t o bezeichnet wurde, ist im Vergleich zu dem vorstehend beschriebenen Amphibolit, welcher der typische Repräsentant eines einfachen Gesteins ist, complicirter zusammengesetzt. Er unterscheidet sich auch schon äusserlich von demselben durch seine hellere, nämlich lichtgrünlich-graue Farbe; dieselbe entsteht dadurch, dass eine lichtgrünlich - graue Hornblende den Hauptgemengtheil des dickschieferigen Gesteins ausmacht; dasselbe ist deshalb auch an den Kanten dünner Splitter grünlich durchscheinend. Kleine messinggelbe in ihm sparsam vertheilte Erzfünkchen konnten als Magnetkies bestimmt werden; ausserdem bemerkt man hier und da kleine weisslich-glänzende Blättchen eines glimmerartigen Minerals in ihm vertheilt.

U. d. M. lassen sich als Gesteinsgemengtheile ausser der Hornblende, dem glimmerartigen Mineral und Magnetkies noch Olivin, Diopsid, Chromit und Rutil nachweisen.

Die lichtgrünlich-graue, 6—8 Millimeter lange, und 1—2 Millimeter breite Hornblende besitzt einen schilfigen Habitus; vielfach greifen kleine schilfige Hornblenden bis tief in's Innere von etwas grösseren Hornblendenadeln seitlich ein; ihre Auslöschung beträgt 16—20°; sie sind farblos und durchaus nicht pleochroitisch. Als Interposition enthalten sie Olivinkörnchen, Chromit, Rutil und Magnetkies. Sie zersetzen sich augenscheinlich ziemlich leicht in zweierlei Gebilde; das vorherrschende Zersetzungsproduct sind radial-gestellte, schwach gelblich gefärbte Blättchen und Fäserchen, die bei + Nicols schwach polarisiren und dem Serpentin beigezählt werden müssen; andere Zersetzungsproducte dieser Hornblende sind breitblättrig, weisslich gefärbt und polarisiren bei + Nicols sehr lebhaft; sie sind wegen ihres übrigen optischen Verhaltens als Talk zu deuten. Nach dem Ergebniss der unten folgenden chemischen Analyse, die von Herrn Dr. FISCHER im Laboratorium der hiesigen geologischen Landesanstalt und Bergakademie ausgeführt wurde, muss man die Hornblende als eine strahlsteinartige bezeichnen, denn der 7,88 pCt. betragende Gehalt an Al_2O_3 des Gesteins ist fast nur als von der Hornblende herrührend aufzufassen. In manchen Gesteinslagen stellt sich spärlich ein ganz farbloser monokliner Pyroxen ein; er besitzt die augitische Spaltbarkeit und eine Auslöschungsschiefe von 35°; man darf denselben jedenfalls zu dem Diopsid stellen.

Ein bald accessorischer, bald wesentlicher Gemengtheil des in Rede stehenden Amphibolits ist der Olivin. In kleinen, 0,5 Millimeter Durchmesser besitzenden Körnchen ist er zwischen der strahlsteinartigen Hornblende vertheilt oder wird auch von ihr eingeschlossen. Er ist zum Theil schon in Serpentin umgesetzt; wie der 4,20 betragende Wassergehalt der Analyse auf Serpentin, der aus Olivin und Hornblende entstanden, lediglich zu beziehen ist; auch der hohe Magnesiagehalt (29,36 pCt.) zeigt seine Gegenwart an. — Nach dem vorhandenen und fast reichlichen Olivingehalt ist unser Gestein ein Olivin-Amphibolit.

Derselbe besitzt bei einem spec. Gew. von 2,8576 folgende chemische Zusammensetzung:

SiO_2	47.82 pCt.
TiO_2	0,65 »
Al_2O_3	7,88 »
Cr_2O_3	0,63 »
Fe_2O_3	0,94 »
FeO	3,50 »
CaO	3,66 »
MgO	29,36 »
Na_2O	0,43 »
K_2O	Spur »
H_2O	4,20 »
SO_3	Spur »
CO_2	0,41 »
	99,48 pCt.

Der Olivinfels ist ein bald schwärzlich-grünes, bald olivengrün geflecktes, muschelig bis splitterig brechendes feinkörniges Gestein. In Splittern ist es bei 0,5 Millimeter Stärke an den Kanten ölgrün durchscheinend, in feinsten Splittern durchsichtig bei grünlichem Scheine. Das Gestein ritzt in feinen Splittern Glas und ist selbst vom Stahl schwer ritzbar. Von Einsprenglingen sind theils durch ihre Eigenart, theils durch ihre Grösse aus dem Gestein folgende hervortretend, nämlich Chromit, Magnetkies, Enstatit und ein weissliches glimmerartiges Mineral. Ihre Vertheilung ist nur auf bestimmte Gesteinszonen beschränkt und bilden sie ganz dünne Streifen, welche entweder nur von einem oder von mehreren dieser Minerale zusammengesetzt werden; sie sind also schichtig im Gestein angeordnet.

Die makroskopische und mikroskopische Untersuchung des Olivinfelses lehrte folgende Gemengtheile, nämlich: Olivin, Aktinolith, Diopsid, Enstatit, ein lichtes glimmeriges Mineral, Chromit

und als Zersetzungsproducte Serpentin, Talk und Carbonate kennen.

Von diesen Mineralien sind Olivin und Chromit wesentliche Gemengtheile, während die übrigen nur die Rolle von Nebengemengtheilen spielen. Der Olivin ist dem feinkörnigen Charakter des Gesteins entsprechend in kleinen rundlichen oder länglichrunden, fast gleichgrossen Körnern ausgebildet. Eine Anzahl derselben wurde nach ihrer Grösse bestimmt; ihre Durchschnitte zeigten folgende Werthe: a) 0,75 Millimeter lang und 0,60 Millimeter breit, b) 0,75 Millimeter lang und 0,50 Millimeter breit, c) 0,40 Millimeter lang und 0,20 Millimeter breit. Der Olivin zeigt bei frischester Erhaltung nur die bekannten Sprünge und Spalten; er führt zahlreiche kleine, unregelmässig vertheilte, bald in bestimmten Ebenen angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse mit oft beweglicher Libelle; flüssige Kohlensäure konnte trotz zahlreicher Prüfung darin nicht nachgewiesen werden. Als häufigster Gast im Olivin ist Chromit zu beobachten; er ist seltener in kleinen Kryställchen, als vielmehr in rundlichen, vielfach ausgebogenen Körnchen darin ausgebildet, sonst kommt er noch in rundlichen, meist 0,3—0,6 Millimeter grossen, im Dünnschliff braun durchscheinenden Körnern zwischen den übrigen Gemengtheilen vor und sind erstere am Rande oft mit einer dünnen schwarzen Rinde umgeben. In den meisten Gesteinslagen ist der Olivin recht frisch und nur schmale, höchstens 0,005 — 0,01 Millimeter breite Serpentinadern durchziehen ihn.

Auffallend ist daher der verhältnissmässig hohe Wassergehalt der nachfolgenden zwei chemischen Analysen, welche 8,47 pCt. und 8,02 pCt. H_2O angeben; auch eine dritte Wasserbestimmung an sehr frischem Material ausgeführt, ergab noch 6,52 pCt., obwohl höchstens der zehnte Theil der gesammten Olivinsubstanz in Serpentin umgewandelt ist, wie die mikroskopische Untersuchung bestätigt.

Von den accessorischen Gemengtheilen kommt zunächst der Amphibol in Betracht; er ist meist nur in geringer Menge zugegen; doch möchte ich denselben hier zum Aktinolith stellen, da die chemischen Analysen, nämlich die erste nur 0,89 pCt. und die zweite nur 0,10 pCt. Al_2O_3 nachweisen; wahrscheinlich ist davon

auch noch ein Antheil auf das glimmerartige Mineral und auf Chromit zu beziehen. —

Das glimmerartige Mineral, das im Olivin-Amphibolit und Olivinfels nicht gerade selten auftritt, bildet kleine, höchstens 1—2 Millimeter lange und breite weisse perlmutterglänzende und ziemlich spröde Blättchen, die sich schwer aus dem Gestein lossprengen lassen. Sie unterscheiden sich von dem im Aeusseren sonst ähnlichen Brucit durch ihre Sprödigkeit und ferner dadurch, dass sie auf Platinblech geglüht und mit Silbernitratlösung befeuchtet, sich nicht braun färben, wie es bei ersterem Mineral alsdann der Fall ist. U. d. M. sind die Blättchen milchig-weiss, durchsichtig, unregelmässig begrenzt und weitläufig von Sprüngen durchsetzt, die meist von Carbonatflimmern und opakem Erz erfüllt und alsdann spindelförmig gestaltet sind. Die schwachen das Graublau I. Ordnung kaum überschreitenden Polarisationsfarben unterscheiden das Mineral von dem lebhaft polarisirenden Talk und Muscovit hinlänglich. Welchem Glimmermineral die Blättchen zugehören, wage ich, da die chemische Untersuchung wegen zu geringen Materials vorläufig unterbleiben musste, nicht zu sagen, hoffe aber bei der Bearbeitung der Serpentine des Eulengebirges baldigst eine genaue Bestimmung dieses in reichlicherer Menge darin vorkommenden Minerals geben zu können. Unser Glimmermineral, das auch häufig Olivinkörnchen, frisch und serpentinisirt, eingeschlossen enthält, ist vielleicht identisch mit dem »Glimmermineral«, das ROSENBUSCH [1]) aus seinen Amphibol-Pikriten beschreibt. Auch ein farbloser monokliner Pyroxen kommt sporadisch im Gestein vor und ein Präparat enthält fünf Individuen desselben; er ist als Diopsid zu betrachten. Als rhombischer Pyroxen ist Enstatit in vereinzelten Blättern in bestimmten Gesteinslagen zugegen, in anderen fehlt er; er ist zuweilen randlich in Bastit zersetzt.

Die chemische Zusammensetzung des Olivinfelses ergeben die beiden folgenden Analysen:

---

[1]) Massige Gesteine. II. Aufl. S. 264 u. ff.

	a	b
Spec. Gewicht . .	2,8193	2,8726 pCt.
SiO_2	38,82	38,93 »
TiO_2	0,15	0,31 »
Al_2O_3	0,39	0,10 »
Fe_2O_3	3,32	4,26 »
Cr_2O_3	3,32	1,50 »
FeO	4,08	4,49 »
MgO	43,45	41,20 »
CaO	Spur	0,58 »
K_2O	0,09	0,18 »
Na_2O	0,08	Spur
H_2O	8,47	8,02 »
SO_3	Spur	Spur
P_2O_5	—	Spur
CO_2	1,13	1,46 »
Org. Substanz . .	0,11	0,04 »
	100,04	101,07 pCt.
	Hampe	Steffen

Von den Zersetzungsproducten des Olivinfelses sind neben dem oft reichlich mit pulverförmigem schwarzem Erz (Magneteisen) erfüllten Serpentin, der ausser dem parallel und feinfaserigen Gefüge auf Spältchen noch oft blätterige radialstrahlige Anordnung an manchen Gesteinspunkten aufweist, die Carbonate zu nennen. Als Carbonate sind die ziemlich zahlreich vorhandenen, bei durchfallendem Licht farblosen, bei gekreuzten Nicols aber stark polarisirenden Flimmerchen aufzufassen; sie gehören fast ausschliesslich dem Magnesit und wohl höchst selten dem Calcit zu; denn der Gehalt der Analysen an CO_2 mit 1,13 pCt. in der ersten und 1,46 pCt. in der zweiten beanspruchen mehr CaO als die chemische Untersuchung ergeben hat. Der Magnesit geht selbstverständlich aus der Zersetzung des Olivins hervor und nur selten entstehen Talkblättchen bei diesem Vorgange gleichzeitig.

Was nun die Ausscheidungsfolge anlangt, so hat sich Chromit nebst dem spurenhaft vorhandenen Magnetkies zuerst gebildet, sodann erfolgte die Ausscheidung des Olivins. Die Bildung der

beiden Hauptgemengtheile der Felsart erfolgt somit im Anfangsstadium und Chromit wird dabei reichlich vom Olivin eingeschlossen. Die vorhandenen accessorischen Gemengtheile erfahren eine spätere Ausbildung; in den ziemlich gleichzeitig entstandenen beiden Mineralen, Aktinolith und dem »weissen Glimmermineral« erscheint nur der Olivin als Einschluss; zuletzt erfolgte wohl die Bildung des Enstatits und Diopsids.

Die verwandtschaftlichen Beziehungen unseres Olivinfelses zu den bekannten Peridotiten ergiebt, dass er durch seine Hauptgemengtheile Olivin und Chromit dem Dunit am nächsten steht; doch entfernt er sich von demselben insofern wieder, als er in manchen Gesteinslagen immerhin ziemlich reichlich eine aktinolithische Hornblende und das Glimmermineral führt. Durch das wenn auch spärliche Hinzutreten von Enstatit und Diopsid nähert sich unsere Felsart solchen Gesteinen der archäischen Formationen, die man wohl am füglichsten als Enstatit-Olivinfels benennen kann. Die Bezeichnung Lherzolith, die ROSENBUSCH [1]) für ähnlich zusammengesetzte massige Gesteine anwendet, möchte ich aus geologischen Gründen vermeiden. So lange die Genesis der schichtig in der Gneissformation auftretenden Gesteine noch unklar ist, müssen sie einen besonderen Namen erhalten, der sie von den gleich oder ähnlich zusammengesetzten massigen Gesteinen unterscheidet und als Glieder der archäischen Formationen kenntlich macht. —

Von den beschriebenen Olivinfelsen scheint mir das Gestein von Söndmöre, das H. REUSCH [2]) und C. W. BRÖGGER [3]) untersucht und beschrieben haben, in bestimmten Gesteinszonen die meiste Aehnlichkeit mit dem unserigen zu besitzen, nur wird Smaragdit aus demselben statt unseres Aktinoliths angeführt; auch ein heller graulicher Glimmer wird von H. REUSCH daraus beschrieben, den BRÖGGER übrigens auch erwähnt.

Den 20. Mai 1889.

---

[1]) Physiographie der massigen Gesteine. S. 258 u. ff.

[2]) Das Grundgebirge im südlichen Söndmöre und in einem Theil von Nordfjord. Vid. Selsk. Vorhandl. 1877, No. 11.

[3]) Neues Jahrb. f. Min. 1880. Bd. II, S. 187—192.

Die Erzlagerstätten der Umgebung von Kamsdorf in Thüringen.

Von Herrn **Franz Beyschlag** in Berlin.

(Hierzu Tafel VII und VIII.)

1. Einleitung, Litteratur.

Rechtfertigt schon die ökonomische Bedeutung des nachweislich seit der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts fast ununterbrochen betriebenen Bergbaues eine zusammenfassende Darstellung der Verhältnisse desselben, so treten noch als besondere den Bergmann wie den Geologen gleichmässig interessirende Momente die eigenthümlich wechselvolle Form der Lagerstätten und ihrer Füllung und ferner die besonders prägnanten, eine einfache und natürliche Deutung der Entstehung dieser Erzlagerstätten ermöglichenden Erscheinungen zur Erhöhung dieses Interesses hinzu.

Es kann danach nicht Wunder nehmen, wenn der Gegenstand vorliegender Schilderung bereits in einer grösseren Zahl von Specialarbeiten behandelt oder gestreift worden ist. Da der derzeitige Stand der bergbaulichen Aufschlüsse nicht mehr gestattet, alle früheren Beobachtungen auch gegenwärtig noch anzustellen oder zu controliren, so ist ein Zurückgreifen auf die älteren Beschreibungen nicht nur unvermeidlich, dieselben bilden sogar für einzelne Beobachtungen die ausschliessliche Quelle. Indem wir die früheren Untersuchungen daher im Folgenden zusammenstellen, fühlen wir uns verpflichtet, gleich hier auf die besondere

Wichtigkeit und Vollständigkeit der in der Manuscripten-Sammlung der Königlichen Oberbergamtsbibliothek zu Halle a. d. S. aufbewahrten Arbeit: »Beschreibung der Gebirgs-Lagerstätten- und Bergbau-Verhältnisse der Gegend von Kamsdorf in Thüringen von dem Bergmeister F. Spengler«, dem langjährigen verdienstvollen Leiter der Kamsdorfer Gruben, dem tüchtigsten lebenden Kenner der dortigen Lagerstätten, gebührend hinzuweisen.

1767. S. F. L. Cancrinus. Beschreibung der vorzüglichsten Bergwerke in Hessen, in dem Waldek'schen, an dem Harz, in dem Mansfeld'schen, in Chursachsen und im Saalfeld'schen. 17. Stück: Von den Silber-, Kupfer-, Kobalt-, Alaun- und Vitriolwerken an und um die Stadt Saalfeld. S. 389 — 408.

1778. S. Fr. W. v. Charpentier. Mineralogische Geographie der Chursächsischen Lande. S. 331 — 348.

1778. S. S. Ferber. Neue Beiträge zur Mineralgeschichte verschiedener Länder. S. 308 ff.

1782. J. K. W. Voigt. Mineralogische Reisen durch das Herzogthum Weimar-Eisenach. Th. 1. S. 49 — 61.

1785. J. Fr. Lempe. Ueber die innere Beschaffenheit des mitternächtlichen Theils des Camsdorfer Bergrefier. In Lempe's Magazin der Bergbaukunde. I. Th. S. 1 — 10.

1791. Werner. Neue Theorie von Entstehung der Gänge. S. 85, 86, 110, 112.

1792. J. C. Freiesleben. Geognostisch-bergmännische Beobachtungen auf einer Reise durch Saalfeld, Camsdorf und einen Theil Thüringens. S. 1 — 43. In Lempe's Magazin der Bergbaukunde. X. Th. S. 1 — 43.

1809. J. C. Freiesleben. Geognostische Arbeiten. Kupferschieferformation im Neustädt'schen Kreise. Bd. II, S. 104, 107, 113 — 116. Bd. III, S. 217 — 227. Bd. IV, S. 15 — 17.

1829. Tantscher. Beitrag zur Kenntniss der Kamsdorfer und der angränzenden Flötzgebirge. Karsten's Archiv XIX, S. 333 bis 401.

1832. Tantscher. Ueber die verschiedenen Silbergehalte der Fahlerze im Kamsdorfer Revier. Karsten's Archiv, N. F. IV, S. 289.

1834. Tantscher. Vorkommen, Gewinnung und Aufbereitung der Kobalterze in den Kamsdorfer und angränzenden Revieren. Karsten's Archiv, N. F. VII, S. 606.

1843. Heinr. Credner. Uebersicht der geognostischen Verhältnisse Thüringens und des Harzes. S. 126, 129.

1849. A. Breithaupt. Die Paragenesis der Mineralien. S. 186 u. 233 ff.
1851. Zerrenner. Ueber die in der Umgegend von Pössneck auftretenden Gebirgsarten und die Verbreitung der die Zechsteinformation charakterisirenden Petrefacten in den Gliedern dieser Formation. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. III, S. 308.
1854. F. Spengler. Ueber ein neues Vorkommen von Asphalt im Zechstein von Kamsdorf. Mit 1 Tafel. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. VI, S. 405.
1855. K. Th. Liebe. Der Zechstein des Fürstenthums Reuss-Gera. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. VII, S. 406.
1858. Müller. Beschreibung der geognostisch-bergmännischen Verhältnisse eines Theiles des Kamsdorfer Revieres. (Manuscript im Archiv des Oberbergamtes Halle.)
1859 — 61. B. v. Cotta. Die Lehre von den Erzlagerstätten. I. Th. S. 135; II. Th. S. 75, 83.
1860. K. v. Seebach. Ueber den wahrscheinlichen Ursprung des sogenannten tellurischen Eisens von Gross-Kamsdorf in Thüringen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XII, S. 189.
1862. H. B. Geinitz. Dyas. Heft II. S. 221 — 223.
1866. F. Spengler. Zur Geschichte des Kamsdorfer Bergbaues in den letzten 150 Jahren. Preuss. Zeitschr. für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen. Bd. XIV, S. 250 — 254.
1868. F. Spengler. Beschreibung der Gebirgs-Lagerstätten- und Bergbau-Verhältnisse der Gegend von Kamsdorf in Thüringen. (Manuscript im Archiv des Oberbergamtes Halle.)
1868. Giebelhausen. Darstellung der Lage und Aussichten des Bergbaues in der Enklave von Kamsdorf und Kaulsdorf. (Manuscript im Archiv des Oberbergamtes Halle.)
1879. A. v. Groddeck. Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. S. 213.
1883. Polenski. Darstellung der Lagerungsverhältnisse und des Betriebes bei dem Bergbau zu Kamsdorf. (Manuscript im Archiv des Oberbergamtes Bonn.)
1884. K. Th. Liebe. Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abhandl. zur geol. Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Bd. V, Heft 4, S. 69 u. 116—119.
1885. K. Th. Liebe. Aus dem Zechsteingebiet Ostthüringens. Jahrb. der Preuss. geol. Landesanstalt für 1884, S. 386, 387.
1885. E. Zimmermann. Die Berg- und Hüttenindustrie von Unterwellenborn. Gera. (Vortrag.)
1885. E. Zimmermann. Der geologische Bau und die geologische Geschichte Ostthüringens. Osterl. Mittheil. N. F. III, S. 79.

1885. Netto. Die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Gross- und Klein-Kamsdorf in Thüringen. (Manuscript im Archiv der geologischen Landesanstalt.)
1886. C. Gruhl. Darstellung der geognostisch-mineralogischen Verhältnisse der Kamsdorfer Lagerstätten und des auf denselben geführten Bergwerksbetriebes. (Manuscript im Archiv der geologischen Landesanstalt.)
1886. E. Zimmermann. Mittheilungen aus einer ungedruckten Arbeit von Dr. L. Däumler (in Allstädt) über die Zechsteinbildung bei Gross-Kamsdorf in Thüringen. Mittheilungen der geographischen Gesellschaft (für Thüringen) zu Jena. Bd. IV, S. 168.
1887. Neumann. Die Eisensteinlager bei Kamsdorf in Thüringen. (Manuscript im Archiv des Oberbergamtes Bonn.)

---

2. Schichtenfolge, Gesteinsbeschaffenheit und Bau des Lagerstättengebietes.

Die Erzablagerung im Kamsdorfer Gebiet ist erfolgt:

1) auf Gängen, die als Verwerfungen die Gebirgsschichten durchsetzen, und
2) auf Lagern in unmittelbarer Nachbarschaft und Berührung mit diesen Gang-Spalten.

Da beide Arten von Lagerstätten sich sowohl bezüglich ihrer Form als auch der Erzführung abhängig erwiesen haben von der Schicht, welche sie entweder durchsetzen oder im anderen Falle theilweise vertreten, so ist es unerlässlich hier ganz kurz die Schichtenfolge, welche Träger der Lagerstätten ist, aufzuführen und die Beschaffenheit der einzelnen Formationsstufen sich in soweit zu vergegenwärtigen, als dieselbe für die Beurtheilung der Wechselbeziehung zwischen Lagerstätte und Nebengestein von Bedeutung ist. Wir werden dabei gleichzeitig die Gliederung im Einzelnen, wie sie die bergmännische Erfahrung in diesem Bezirk sich in langjähriger Beobachtung geschaffen hat, in Einklang setzen mit der bei der geologischen Landesaufnahme zum Ausdruck gebrachten Schichteneintheilung, welche aus den in weiteren Gebieten gewonnenen Ergebnissen hervorgegangen ist.

Die gangförmigen Lagerstätten setzen durch die Zechsteinformation bis in deren Unterlage, den Culm, nieder; die räumlich und genetisch mit ihnen zusammenhängenden Lager sind nur in der unteren und mittleren Abtheilung der Zechsteinformation bekannt geworden.

Der Culm, nach seiner herrschenden Verwitterungsfarbe das »rothe Gebirge« der Kamsdorfer Bergleute, besteht in den durch Grubenbetrieb erreichten Lagen aus einem Wechsel gröberer und feinerer Grauwacken mit sandigen und feinen z. Th. glimmerreichen Schiefern. In der Nähe der Verwerfungsklüfte, besonders aber in den den Zechstein berührenden Lagen erscheint er auf 1, auch 3 und mehr Meter gebleicht und in sogenanntes »weisses Gebirge« umgewandelt. — Schwache Röthelzwischenlager wurden früher namentlich bei Tauschwitz ausgebeutet und als Farbmaterial verwendet.

Der uneben-klippigen Oberfläche des Culm ist die Zechsteinformation ungleichförmig in fast söhligen Bänken aufgelagert. Sie beginnt mit bald gröberen, bald feineren, aus den Trümmern ihrer Unterlage bestehenden, durch ein kalkig-dolomitisches Bindemittel verfestigten Conglomeraten von wechselnder, die Unebenheiten der Culmklippen ausgleichender Mächtigkeit. Feineres Zerreibsel und dolomitischer Sand ist lagen- und nesterweis dazwischengefügt. Der Bergmann bezeichnet die gröberen Partien als »Weissliegendes«, die feineren als »Sand«. Kupfersalze (»Sanderze«), welche aus der Auslaugung hangenderer Schichten, insbesondere des Kupferschieferflötzes stammen, sind namentlich reichlich an der oberen Grenze dieses Schichtengliedes eingewandert (siehe Fig. 6 auf Taf. VIII).

Die 3 bis 8 Centimeter dicke, mit Malachit und Kupferlasur imprägnirte, obere Schale enthält jedoch selten mehr als 1 pCt. Kupfer.

Wo dagegen Verwerfungsklüfte (Rückenspalten) das Weissliegende durchsetzen, finden sich längs derselben bisweilen reichere Erzanhäufungen von Kupferkies und Fahlerz, von Kupferlasur und Malachit, Kobaltblüthe und Pharmakolith, Speiskobalt und schwarzem Erdkobalt und ausnahmsweise auch Bleiglanz (Grube

»Englischer Gruss«). Auf den Gangzügen »Kobaltzeche«, »Pelican« und »Silberblüthe« des rothen Berges wurde als liegendstes Glied der Zechsteinformation rothbrauner, ungleichkörniger Sandstein mit gröberen Geschieben in einer zwischen 0,3 und 5 Meter rasch wechselnden Mächtigkeit getroffen.

Als eine der Gegend von Kamsdorf eigenthümliche, weder im Mansfeld'schen noch auch im Riechelsdorfer Gebirge gekannte Ablagerung folgt dem Weissliegenden das etwa 0,7 bis 1,0 Meter mächtige »Mutterflötz«. Indem der Bergmann an nicht wenigen Stellen in dieser mit kleinen Erzschnüren und Knoten durchtrümmerten Kalkbank die Erzeugerin des in ihrer Nachbarschaft beträchtlichen Erzreichthums der Gänge zu erkennen meinte, gab er ihr den bezeichnenden Namen. — Gleich deutlich durch Schichtfugen vom Liegenden und Hangenden geschieden, und selbst wiederum in zwei Bänke gegliedert, verbreitet sich das Mutterflötz mit grosser Gleichmässigkeit in dem durch Bergbau aufgeschlossenen Gebiete. Abgerollte Grauwacken- und Thonschieferbrocken, welche sich zahlreich in dem aschgrauen Kalke befinden, deuten ebenso, wie die von ihm beherbergte Fauna auf die Zusammengehörigkeit mit dem Weissliegenden. K. Th. Liebe nannte das »Mutterflötz« ehedem »conglomeratischen Zechstein«; seitdem jedoch Beyrich durch palaeontologische und stratigraphische Gründe die Selbständigkeit und Unabhängigkeit des Weissliegenden vom Rothliegenden dargethan hat, fasst man richtig das Kamsdorfer Weissliegende mit dem Mutterflötz in dem Namen »Zechsteinconglomerat Beyrich« zusammen.

Es folgt das Kupferschieferflötz, eine erst bei der Verwitterung schieferig aufblätternde, klotzige Mergelbank mit 10 bis 15 pCt. Bitumen und einem ungleichmässig vertheilten geringen Erzgehalt, der sich nur da, wo Lagerungsstörungen (Aufsattelungen, Rücken oder Verwerfungen) auftreten, erhöht. Im Ganzen ist die untere Bank reicher als die obere an Erzen, welche aus Kupferkies, silberhaltigem Arsenfahlerz, Kupferglanz, Bleiglanz, Kupferlasur, Malachit, Erdkobalt etc. bestehen.

Auch der die untere Formationsabtheilung abschliessende eigentliche Zechstein weist im Kamsdorfer Revier einige Be-

sonderheiten und Abweichungen von der sonst gekannten Ausbildungsweise dieses Formationsgliedes auf. Zunächst schaltet sich zwischen die untere, etwa 5 bis 8 Meter mächtige Folge stark bituminöser, dünngeschichteter, parallelepipedisch zerklüfteter, bisweilen löcherig zerfressener, sonst dichter splitteriger Kalke, welche der Bergmann als »Hornflötz« bezeichnet, und die obere mehr lichtgraue, von schwachen Mergelzwischenlagen begleitete, etwa 2 bis 3,5 Meter mächtige Partie ein dem Kupferschiefer sehr ähnliches, aber nur 15 bis 30 Centimeter mächtiges, dünnschieferiges, bituminöses Mergelschieferflötz ein. Geringe staubförmige Erzmengen, die ihm ebenfalls eingesprengt sind, vervollständigen die Aehnlichkeit mit dem Kupferschiefer, so dass es von den Bergleuten »Oberes Schieferflötz« genannt wird. In der erwähnten oberen Zechsteinpartie wiederholen sich nach oben hin zwischen den Kalken ähnliche, aber beträchtlich schwächere und dabei erzfreie Mergelschieferzwischenlagen.

Die unmittelbar unter dem oberen bituminösen Mergelschieferflötz liegenden Zechsteinlagen sind vielfach in der directen Nachbarschaft der das Gebirge durchsetzenden Verwerfungen oder Rücken in 0,3 bis 2 Meter Mächtigkeit und auf verschiedene streichende Erstreckung in Eisenstein umgewandelt.

Ein späterer Abschnitt ist der ausführlicheren Beschreibung dieses technisch wichtigen Vorkommens gewidmet. Hier sei nur erwähnt, dass dies vorzugsweise aus Spatheisenstein (»Glimmer« der Kamsdorfer Bergleute) bestehende Lager (»Glimmerflötz«) zum Unterschiede mit den in der mitttleren Abtheilung der Zechsteinformation auftretenden Eisensteinlagern als das »Untere Eisensteinflötz« bezeichnet wird.

Die mittlere Abtheilung der Zechsteinformation besteht aus einer etwa 30 Meter mächtigen Dolomitbildung, deren liegendere Bänke durch Kalkreichthum und deutliche Schichtung zunächst noch an den Zechstein erinnern, während je höher, um so reichlicher klotzige schaumkalkähnliche Dolomite (»Mehlbatzen«) in dicken Bänken oder auch ohne deutliche Schichtung neben breccienartigen und mit Hohlräumen durchzogenen Dolomiten die Oberhand gewinnen. — In der Nachbarschaft der Rücken ist auch

dieser Dolomit in bald grösserer, bald geringerer Erstreckung und Mächtigkeit entweder ganz in Eisenerze (Spatheisenstein und Brauneisenstein) umgewandelt oder nur verschiedengradig angereichert (»Eisenkalk«), wodurch Farbe, Structur und technische Bedeutung der einzelnen Bänke in einer unten näher beschriebenen Weise variiren.

Die obere Abtheilung der Zechsteinformation aus einer durch den Plattendolomit in eine untere und eine obere zerspaltenen Letten- und Gypsablagerung bestehend, kommt, weil in der Kamsdorfer Gegend nirgends erzführend bekannt, ebensowenig als die Buntsandsteinformation für unsere Schilderung weiter in Betracht.

Wie aus der beigegebenen Uebersichtskarte der Kamsdorfer Lagerstätten (Taf. VII) ersichtlich ist, beschränkt sich bislang der Nachweis vom Vorhandensein und Verlauf derselben im Wesentlichen auf den breiten Streifen der zu Tage ausgehenden Zechsteinformation, welcher zwischen Saalfeld und Könitz mit W.—O.-Streichen und einem 5 bis 10^0 betragenden nördlichen Einfallen als Südflügel einer grösseren Faltenmulde erscheint, deren nördlicher Gegenflügel bei Rudolstadt bekannt ist. Bereits wenig nördlich des Weiherthales beginnt der Buntsandstein, welcher die Zechsteinformation verbirgt, gegen S. einzufallen. Mit dieser Faltenbildung hängt das Aufsetzen der für den Gebirgsbau hier freilich örtlich wegen des geringen Maasses der Schichtverrückung scheinbar wenig bedeutungsvollen Verwerfungsspalten zusammen, welche die Träger der Erze sind. Sie stellen im Ganzen betrachtet kleine Stufen her, durch deren Vermittelung das Niedersinken des triadischen Vorlandes gegen das horstförmig stehengebliebene palaeozoische Gebirgsland sich allmählich vollzieht. Im weiteren westlichen und nordwestlichen Verlaufe schaaren sich die kleinen Treppenbrüche unter Summirung ihrer Wirkung und gleichzeitiger weiterer Erhöhung ihrer Intensität zu der grossen linear verlaufenden Spalte und Flexur, welche mit wechselndem Charakter den Thüringer Wald an seiner Nordseite begrenzt. Die Kamsdorfer Gänge lassen sich demnach in gewissem Sinne ansehen als die östlichsten, zersplittterten Ausläufer dieser

grossen gegen O. an Verwurfshöhe allmählich verlierenden nördlichen Randspalte des Thüringer Waldes, welche die Absonderung des gegenwärtigen Gebirgslandes von dem abgesunkenen Vorlande bewirkte und daher wohl einer verhältnissmässig jungen Periode angehört. Zu ihrer Altersfeststellung fehlen für diesen Theil Thüringens leider bisher alle sicheren Unterlagen.

Es bedarf kaum des hier einzuschaltenden ausdrücklichen Hinweises, dass die Hauptfaltung, welche die culmischen, devonischen und älteren in unserem Gebiet dem Zechstein als Unterlage dienenden Ablagerungen betroffen hat, von der ersterwähnten völlig unabhängig, vor der Ablagerung der Zechsteinformation, wahrscheinlich in der jüngeren Carbonzeit, erfolgt ist.

Als zum Kamsdorfer Gangsystem gehörig haben wir schliesslich noch eine Anzahl wirthschaftlich unbedeutender im Liegenden, also südlich vom Ausstreichen der Zechsteinformation, im Culm aufsetzender Gänge zu erwähnen. Ihnen ist lediglich durch die Erosion der sie einst begleitende, den Culm bedeckende Zechstein entschwunden und blieben damit nur die in den Culm niedersetzenden Gangwurzeln erhalten. Andererseits sind da, wo der Zechstein gegen N. längs des Weiherthales vom Buntsandstein bedeckt ist, gewisslich noch zu den bekannten Gängen vorhandene Parallelspalten vorhanden. Ihr Nachweis über Tage ist jedoch im Buntsandstein sehr schwierig, zumal sie in dieser Formation ohne besondere Ausfüllung sind. Für die Zukunft des Kamsdorfer Bergbaues dürften sich aber gerade diese als von besonderer Wichtigkeit erweisen, da nach den bisherigen Erfahrungen gegen N. auf eine zunehmende Sprunghöhe und damit reichliche Erzführung zu rechnen ist.

3. Die allgemeinen räumlichen Verhältnisse der Gänge.

Die beigegebene Gangkarte (Taf. VII) belehrt über Verbreitung und Anordnung der hauptsächlichsten durch den Kamsdorfer Bergbau bekannt gewordenen Gänge oder Rücken. Durchschreitet man das Zechsteingebiet von S. nach N., durchquert man also die Schichten vom Liegenden zum Hangenden, so nimmt in dieser Richtung die Zahl der Gänge zwar ab, ihre Bedeutung

aber wächst sowohl bez. der Höhe der mit dem Aufsetzen der Gänge verbundenen Schichtenverschiebung, als auch in gesetzmässigem Zusammenhang damit bez. ihrer Erzführung.

Es ist von vorne herein hier zu betonen und, weil für die Beurtheilung aller weiteren räumlichen Verhältnisse der zu schildernden Lagerstätten von besonderer Bedeutung, fernerhin festzuhalten, dass die Kamsdorfer Gangspalten sämmtlich ächte Verwerfungsspalten sind, mit einer freilich meist geringen, aber fast stets deutlich nachweisbaren Verschiebung der getrennten Gebirgsglieder.

Auffallend ist namentlich im Vergleich mit Gangformationen in älteren Gebirgen die ausserordentlich geringe Stetigkeit im Streichen und Fallen unserer Gänge. Ordnen sich die Kamsdorfer Rücken auch im Grossen betrachtet zu einigermaassen parallelen und gleichsinnig fallenden Spaltenzügen an, so sehen wir im Einzelnen doch selten einen Gang über 100 Meter streichend die gleiche Lage im Raum behaupten. Schlangenförmig winden sie sich meist zwischen h. 8 und 10, seltener in h. 7 und 11, in einzelnen Fällen selbst h. 6 und 12 streichend mit meist steilem 50^0 bis 80^0 betragenden nordöstlichen Fallen durch die Schichten. Dabei schwankt die Verwurfshöhe nicht nur an benachbarten oder entfernteren Gängen zwischen wenigen Centimetern und 50 Meter, sondern um den gleichen Betrag sogar an verschiedenen Stellen einer und derselben Spalte. So beträgt z. B. die durch Kronprinzgang III verursachte Schichtverschiebung beim Martinschacht 50 Meter, bei dem nur etwa 520 Meter davon entfernten Kronprinzschacht 1,5 bis 2 Meter und im weiteren SO.-Verlauf beim Glücksternschacht 4 Meter, um in der gleichen Richtung im Neuhoffnungsstolln zeitweise ganz auszulaufen. Bei einer Zunahme der Sprunghöhe pflegen sich die im Hangenden der Spalte liegenden gesunkenen Schichten niederzuziehen, während diejenigen im Liegenden ihr Niveau behaupten.

Vom Tage her setzen die Gänge mit einer im höchsten Falle 2 Meter erlangenden, wechselnden Mächtigkeit durch alle Glieder der Zechsteinformation bis in den Culmschiefer nieder, in welchem sie sich bald verengen, erzleer werden, und dadurch der weiteren Verfolgung und Beobachtung sich entziehen.

Kundige und sorgsam beobachtende Bergbeamte, und wiederum unter diesen hauptsächlich F. SPENGLER, haben nicht nur vielerorts das Ausgehende der Gänge im Zechsteindolomit oft in Gestalt offener, durch Wassercirculation erweiterter Spalten nachgewiesen, sondern haben auch einen Zusammenhang zwischen der Oberflächengestalt des Lagerstättengebietes und dem Verlaufe der Gangspalten ermittelt; ja, es ist ihnen sogar gelungen die Kenntniss von dem im Oberflächenbilde sich ausprägenden Verlauf des Ausgehenden zu Rückschlüssen über den unterirdischen Verlauf nicht nur, sondern auch über die wirthschaftliche Bedeutung der Gänge zu verwerthen. Nicht alle Gänge beissen zu Tage aus, nur die Hauptgänge und von diesen wiederum vorzugsweise diejenigen mit bedeutenderer Verwurfshöhe und darum — wie wir weiter unten sehen werden — beträchtlicherer Erzablage erreichen das gegenwärtige Erosionsniveau, während die Seitentrümer, die sogenannten Ruscheln und Klüfte, im Nebengestein auslaufen. Der Richtung der Hauptgänge folgend erheben sich im Liegenden derselben, besonders deutlich längs des Kronprinz- und Stolln-Ganges langgestreckte riffförmige Dämme, welche man bei aufmerksamer Betrachtung der Gegend als schwache Terrassen in dem zum Weiherbachsthale sanft abgeböschten Gelände erkennt. Auch im Liegenden des Ritterganges zwischen Kamsdorf und Bucha bezeichnet ein flach gewölbter Rücken deutlich die Gangrichtung. Entstehen durch convergirendes Einfallen benachbarter paralleler Rücken grabenartig eingesunkene Gebirgsabschnitte, so spiegelt sich auch dies Verhältniss in einzelnen Fällen im Oberflächenbilde wieder, indem schmale, flache Rinnen zwischen den erwähnten Rücken hinziehen.

Wenngleich die Lage der Zechsteinschichten im Allgemeinen eine ebene, gegen N. mässig geneigte, durch die parallelen Spaltenzüge einfach abgetreppte ist, so fehlen doch nicht in verschiedenen Abständen parallel verlaufende flache Schichtenaufwölbungen. Das Auftreten derselben ist oft ursächlich an den Verlauf der Gänge und Dislocationen geknüpft, indem alsdann die durch seitlichen Schub veranlasste, in der Falte vorhandene Spannung sich im Bruch auslöste. In der Mehrzahl der Fälle ist jedoch die Elastici-

tätsgrenze der Schichten bei der Faltung nicht überschritten und der Bruch unterblieben.

Mit Rücksicht auf die Verschiedenheit der Schichtenlagerung der durch den Gang getrennten und gegeneinander verschobenen Gebirgsglieder kann man zwei Typen unter den Kamsdorfer Gängen unterscheiden:

1. Eine scharfe, im Ganzen ebene oder nur schwach gebogene Spalte trennt die nicht gewölbten, sondern ebenflächig gelagerten Schichten; der Abschnitt im Hangenden des Ganges erscheint abgesunken.

Diesem Typus gehört die Mehrzahl der Gänge an.

2. Durch eine seitliche Aufwölbung und sattelförmige Aufbiegung laufen convergent zur Wölbungsaxe radiale Spalten, zwischen welchen die einzelnen keilförmigen Schichtausschnitte verschoben erscheinen. Zu diesem Typus rechnet der Silberblüthen-Louisen-Gang, der Neugeboren Kindlein-Gang und der Rittergang. Von den beiden ersteren geben wir in Fig. 5 auf Taf. VIII eine Skizze nach Spengler.

Uebrigens scheiden sich die beiden erwähnten Typen keineswegs scharf. Wenn z. B. der beim Heinrichschacht 26 Meter hohe, circa 40 Meter breite Schichtensattel zwischen dem Silberblüthen-Louisen-Gang und dem Neugeboren Kindlein-Gang sich gegen SO. zu einem scharfen Keil von Weissliegendem verschmälert und gleichzeitig bis zum Fortuna-Schacht auf 1 Meter Sattelhöhe verflacht, oder wenn der Sattel des Ritterganges sich vom gleichnamigen Schacht in SO.-Richtung allmählich erniedrigt, um jenseits der oberen Windmühle gänzlich zu verlaufen, so haben wir hierin Beispiele für die Verknüpfung der beiden Typen durch vermittelnde Uebergänge.

In zahlreichen Fällen sind die durch den Gang getrennten Gebirgstheile an der Kluft geschleppt, was sich dann besonders deutlich im Kupferschieferflötz ausprägt. Ist diese Schleppung nicht nur im gesunkenen Hangenden, sondern gleichzeitig auch im Liegenden der Kluft vorhanden, so entstehen Uebergänge zu derjenigen Form der Schichtendislocationen, welche als Flexur bezeichnet zu werden pflegt. Dieselben beweisen dann deutlich

den engen zeitlichen wie räumlichen Zusammenhang zwischen Faltung, Bruch und Verschiebung der Schichten.

Aus der beigegebenen Gangkarte ist ersichtlich, dass sich die ganze Schaar der Gänge mehr oder minder deutlich zu einzelnen Gruppen und Zügen anordnet. Freilich behält eine Gruppirung sämmtlicher bekannten Spalten, bei welcher man natürlich gezwungen ist, ausser den wirklichen Nebentrümern auch Diagonaltrümer und Verbindungsgänge als zu bestimmten Hauptspalten gehörig und organisch mit ihnen verbunden darzustellen, immer etwas Gekünsteltes. Da sie aber andererseits die Uebersicht erleichtert, wollen wir sie im Folgenden versuchen.

Von SW. nach NO. fortschreitend begegnen wir am »Rothen Berge« im Sachsen-Meiningenschen zunächst der

1. Hofer- oder Neidhammeler Ganggruppe, welche leider aus Mangel an risslichem Material auf der beiliegenden Uebersichtskarte nur näherungsweise genau hat aufgetragen werden können.

Zu ihr rechnen wir die Gänge Hoffnung Gottes, Segen Gottes, Glückauf u. a. m.

2. Die nächste Ganggruppe des »Rothen Berges« ist die Königszecher oder Pelicaner Gruppe mit den Gängen Pelican, Königszeche, Heinitz etc.

3. Bedeutender ist die dritte auch noch zum »Rothen Berg« zu rechnende Gruppe, deren Hauptrichtung durch den Silberkammer-Silberblüthe-Fortunaer Gangzug bezeichnet wird. Zu ihr rechnen wir ausser den Gängen und Trümern Adler, Adelheid, Wilhelmine, Perlberg, Silberkammer, Ursula, Johannes, Wilhelmsmuth, Neugeboren Kindlein und Fortuna auch den öfters als selbstständig betrachteten Zootner Gangzug des Saalfelder Stollns mit den Gängen Augusta, Glückauf, Marianna, Gerhard und Unverhoffte Freude.

4. Die nächste Gruppe schliesst sich an den Ritter-Margarethen-Gangzug an. Zu ihr zählen wir alle die Gänge und Trümer, welche südlich der Strasse Gross-Kamsdorf–Zollhaus-Bucha liegen, so den Werner-Dreieinigkeit-Gang, den Gott-

hilftgewiss-Brüdereinigkeit-Gang, den Steinbruchsglück-Juliane-Johannes- und Ehre Gottes-Gang etc.

5. Von allen bisher bekannt gewordenen am bedeutendsten ist diejenige Ganggruppe, welche sich an den Kronprinz-Himmelfahrt-Vorsorge Gottes-Gang anschliesst. Derselbe ist von Klein-Kamsdorf unter dem Dorfe Gross-Kamsdorf hindurch längs der Könitzer Strasse über die Schächte Eiserner Johannes, Himmelfahrt, Vorsorge etc. verfolgt. Vom Hauptgange zweigen in's Liegende ab: der Gesellschaftsgang, der Storzenzeche-Glücksbude-Gang, der Prinz Maximilian-, Kleiner Johannes- und Ueberlegszechener Gang u. a. m. Auch in's Hangende zweigen zahlreiche Trümer ab.

6. Die nördlichste Ganggruppe wird bezeichnet durch einen unbenannten Gangzug, längs dessen gegenwärtig die Haupt-Eisensteingewinnung stattfindet. Seine Richtung und Lage wird bezeichnet durch die Schächte Fromm, Maffei, Pfeffer und Herzog Georg.

Bemerkenswerth sind nun noch die Erscheinungen, unter denen sich die Verbindung der Nebentrümer mit den Hauptgängen vollzieht und schliesslich das gegenseitige Verhältniss selbstständiger Gänge bei Vereinigung oder Durchkreuzung. Kommt ein Nebentrum aus dem Liegenden an einen Hauptrücken, und fällt dasselbe gleichsinnig mit jenem, so bringt es seine Sprunghöhe dem Hauptgange zu, d. h. es vermehrt sich nach der Vereinigung die Sprunghöhe des letzteren um den Betrag jener. Dagegen entziehen die in's Hangende absetzenden Trümer dem Hauptgang in der Regel nur einen Theil des Betrages ihrer eigenen Sprunghöhe. Fallen die Trümer widersinnig gegen den Hauptgang, so gestaltet sich das Verhältniss gerade umgekehrt von dem geschilderten. Der Kronprinzgang mit seinen liegenden und hangenden Trümern bietet für das Gesagte charakteristische Beispiele.

Wo sich ein Seitentrum mit dem Hauptgange schaart, entsteht bisweilen unter gleichzeitiger Richtungsänderung der Hauptspalte eine Stufe in derselben, d. h. der Gang treppt sich. Da im Allgemeinen Sprunghöhe und Bedeutung der Nebentrümer mit

der Annäherung an den Hauptgang zunimmt, so verlaufen umgekehrt die liegenden Trümer gegen SO., die hangenden gegen NW. allmählich zu tauben Klüften und schliesslich zu Ablösungen ohne Schichtenverrückung aus. Bedeutendere Nebentrümer erreichen wohl auch noch den nächsten ihrem Hauptgange parallelen Zug, vereinigen sich mit diesem unter den gleichen Erscheinungen und stellen somit diagonale Verbindungstrümer dar. Gangkreuzungen sind immerhin selten und bieten, wo sie vorgekommen sind (Kronprinzengang II u. III, Erzengel- und Ritter-Gang) keine besonders bemerkenswerthen Erscheinungen dar, weil die Verwurfshöhe der sich durchsetzenden Gänge zufällig an den Kreuzungspunkten eine sehr geringe war.

Fassen wir schliesslich noch die Beschaffenheit der Gangspalte selbst in's Auge, so ist bereits weiter oben auf die Veränderlichkeit der Streich- und Falirichtung, auf das Treppen und den Zickzack-Verlauf, auf das »Hackenschlagen« (Kronprinzgang III) das »Bäuchewerfen« und auf die Mächtigkeitsschwankungen (»Aufthun, Verdrücken«) hingedeutet worden. Es bleibt sonach nur zu erwähnen, dass die Gänge bei weitem nicht überall deutliche Saalbänder besitzen, dass vielmehr häufig die Erze und Gangmineralien die Nachbarschaft der Gänge auf grössere oder geringere Erstreckung durchtrümern, so dass eine scharfe Scheidung zwischen Gangkörper und Nebengestein sehr schwierig wird. Andererseits sind ausgedehnte Flächen vorhanden, wo die Gangwände sich deutlich und glatt von der Füllung trennen und mit Harnischen und Gleitstriemen geschmückt erscheinen.

4. Die Mineral- und Erzführung der Gänge, sowie die Paragenesis der Gangmineralien.

Die Ausfüllung der vorerwähnten Spalten ist keine gleichmässige, sie erscheint vielmehr auf den verschiedenen Gängen nicht nur, sondern sogar im Streichen und Fallen eines und desselben Ganges wechselnd, als von der Beschaffenheit des Nebengesteins abhängig, und bietet in dieser Beziehung ein besonderes Interesse. Zunächst ist zu erwähnen, dass die Spalten überhaupt nicht allenthalben völlig gefüllt sind, sie erweisen sich im Gegen-

theil auf grosse Strecken nahe dem Ausgehenden als gänzlich leer und z. Th. offen, oder wo sie Gangausfüllung besitzen, nicht immer als völlig gefüllt, sondern von offenen Hohlräumen, Klüften und Spalten durchzogen. Seltener beschränkt sich die Ausfüllung lediglich auf Bruchstücke des Nebengesteins, welche mit Kalksinter überzogen und verkittet, freie Räume zwischen sich lassen. Nach der Teufe wird die secundäre Ausfüllungsmasse, welche ganz vorzugsweise aus Schwerspath besteht, völliger und geschlossener. Die Erzführung, hauptsächlich aus Kupfererzen (silberhaltige Fahlerze, silberleerer Kupferkies, Ziegelerz, Malachit und Kupferlasur) gebildet, bleibt im Ganzen auf denjenigen Theil der Gangspalte, welcher zwischen den durch Verwerfung verschobenen, von einander entferntesten Theilen des Weissliegenden und des Eisenkalkes liegt, beschränkt. Gangmasse und Erze erfüllen die Spalte in unregelmässig - massiger Zusammenhäufung, vielfach Brocken und Fladen des Nebengesteins umschliessend und diese unter Freilassung drusiger Räume mit Erzrinden überziehend. Nur wo die Gänge in den Culm niedersetzen, lassen sich Andeutungen von lagenweis symmetrischer Anordnung der Gangmineralien hie und da unter Freilassung einer mittleren durch aneinander gereihte Drusen angedeuteten, krystallgeschmückten Kluft erkennen. Gleichzeitig verschwinden allmählich in der sich verengenden Spalte die Kupfererze, indess Spatheisenstein, Brauneisenstein, sowie Schwerspath die ausschliessliche Herrschaft gewinnen. (Himmelfahrt und Eiserner Johannes.)

Auch in streichender Richtung ist die Erzablage keineswegs gleichmässig erfolgt, es concentrirt sich vielmehr der Erzreichthum innerhalb der bereits charakterisirten Stufe zwischen dem abgesunkenen Theile des Weissliegenden und der obersten Lage des Eisensteinflötzes auf einzelne im Streichen aneinander gereihte durch taube oder erzarme Partien getrennte Mittel. Dieselben dehnen sieh streichend von ca. 1 bis 20 Meter aus und liegen beispielsweise auf dem Kronprinzgange 40 bis 80 Meter von einander entfernt, während zwischen ihnen nur kleine Mittel von wenigen Centimeter streichender Ausdehnung sich einschalten.

Ganz besonders reich an diesen Erzmitteln erwies sich der Kronprinzgang in seiner nordwestlichen Erstreckung von dem gleichnamigen Schacht, indem auf 800 Meter streichender Länge acht reiche Erzmittel abgebaut werden konnten, welche 7750 to Erz mit 11 pCt. Kupfergehalt schütteten. Bei der grossen Verschiedenheit der Ausdehnung dieser Mittel, sowohl in streichender, als in fallender Richtung und bei der wechselnden Mächtigkeit, deren Höchstbetrag in der Regel in der Mitte der Ablagerung liegt, charakterisiren sich dieselben als unregelmässig begrenzte flach linsen- oder fladenförmige, vielfach in tauber Gangmasse eingebettete Körper von ungleichartiger innerer Structur und Zusammensetzung.

Indem nun weiter innerhalb dieser Erzzonen die Menge der nutzbaren Mineralien sich insofern ungleich vertheilt, als zwischen den gegen einander verschobenen Theilen des Kupferschieferflötzes die Gänge abermals reicher zu sein pflegen als über und unter diesem Niveau, und indem ferner einzelne Mineral- und Erz-Arten sich ungleichmässig auf die Stufen vertheilen, welche durch die correspondirenden Theile der gegen einander verworfenen Sedimente bezeichnet werden, oder gar auf eine dieser Stufen beschränkt bleiben, entstehen weitere Differenzirungen in dem Gangcharakter, welche von jeher das Interesse auf sich gelenkt und die sichere Erkenntniss von dem Zusammenhange der Erzführung der Spalten mit der Beschaffenheit des Nebengesteins befördert haben. Die betreffenden Beobachtungen werden bei der Besprechung der einzelnen Mineralvorkommen angeführt werden.

In denjenigen Theilen der Rücken, welche keine einfache Schichtverschiebung längs der Verwerfung zeigen, sondern in denen eine flexurartige Verquetschung oder eine S-förmige Verbiegung ein geringeres Maass der Dislocation bekundet, pflegen besonders reiche Erzanhäufungen an den auseinander gerissenen und gepressten Fetzen des dem Mittelschenkel der Flexur angehörigen Theiles des Kupferschieferflötzes zu liegen.

Ausser den erwähnten Kupfererzen, von denen die geschwefelten, den Einwirkungen der Atmosphärilien noch entzogen gebliebenen, die unteren Teufen, die oxydischen dagegen die oberen,

dem Ausgehenden näher gelegenen Zonen beherrschen, sind namentlich am »Rothen Berge« Kobalt- und Nickelerze in bisweilen reichen, meist jedoch beschränkten Mitteln eingebrochen. Dieselben theilen mit den Kupfererzen die weiter unten näher zu besprechende Eigenthümlichkeit, von der Gangspalte aus seitlich im Nebengestein sich in kleineren oder grösseren Trümern und Mitteln einzunisten.

Neben der Hauptgangart, dem Baryt, treten als gutartige Begleiter der Erze in den Gängen vorzugsweise Kalkspath und Bitterspath auf. Auch sie durchtrümern das Nebengestein der Gangspalten stellenweise so massenhaft und überkleiden die vielen dicht an einander gereihten Drusen der Kalksteine längs der Salbänder so, dass dadurch die ursprüngliche scharfe Begrenzung der Kluft und die Selbstständigkeit ihrer Füllung örtlich verwischt wird. — Quarz sowohl als Silikate fehlen unter den Gangmineralien völlig, so lange die Gänge im Zechstein bleiben. Aus dem Culm wird Quarz als Gangart angegeben, doch scheint er recht selten zu sein.

In der folgenden Zusammenstellung der bei Kamsdorf beobachteten Mineralien, sind an geeigneter Stelle einige Nachrichten über Vorkommen und Verbreitung, chemische Zusammensetzung und schliesslich einige Beobachtungen über die Krystallgestalten beigefügt, soweit dazu das Material der Sammlungen der Königlichen geologischen Landesanstalt und Bergakademie die Möglichkeit bietet.

1. Fahlerz. Rammelsberg (Hilger) theilt eine Analyse mit von Caulsdorf. Das Antimonfahlerz enthielt:

Schwefel	28,34	pCt.
Antimon	15,05	»
Arsen	10,19	»
Wismuth	1,83	»
Silber	0,22	»
Kupfer	32,04	»
Eisen	4,85	»
Zinn	3,84	»
Kobalt	2,95	»
Blei	0,43	»

Die nicht selten 3 bis 4 Centimeter Grösse erreichenden Krystalle zeigen z. Th. granatoëdrischen Typus. Es wurden folgende Gestalten beobachtet:

$$\infty O . \frac{O}{2} . \frac{2O2}{2} . \frac{3O3}{2} . - \frac{2O2}{2} .$$

An anderen Stufen herrschen die tetraëdrischen Formen vor, die Krystalle zeigten $\frac{O}{2} . \frac{2O2}{2} . \infty O . \infty O \infty$. Auf interessante Zersetzungserscheinungen und Pseudomorphosen hat SADEBECK (Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXIV, S. 456) hingewiesen. Er beschreibt Krystalle von der »Vorsorge Gottes«, an denen sich eine Hülle von Kupferkies gebildet hat, welche in Kupferpecherz übergeht. Unter der ersten Hülle befindet sich eine zweite ähnliche, darunter eine dritte, in welcher die Zersetzung schon bis zur Bildung von Malachit, resp. Kupferkies und Brauneisenerz fortgeschritten. Zuletzt bleibt als Kern des Krystalles nur Brauneisenocker übrig.

Das lichte, graue Arsenikfahlerz ist vorzugsweise in den Kamsdorfer Gängen, sowie im Weissliegenden und Kupferschiefer eingenistet, das dunkle Antimonfahlerz (Schwarzgültigerz) dagegen mehr innerhalb der Eisensteinlager vorgekommen.

So wurde z. B. im Jahre 1828 im Hangenden des Himmelfahrt-Bergmännische Hoffnung-Ganges ein flötzartiges Fahlerzmittel aufgefunden, welches mitunter 15 Centimeter mächtig am Dache des oberen Eisensteinflötzes sich über einen Raum von 10 Quadrat-Lachtern ausbreitete. Geringer ist in der Regel die räumliche Ausdehnung der Fahlerzmittel innerhalb der Gangspalten; sie übersteigt nur selten ein Quadrat-Lachter Fläche bei ca. 10 Centimeter Mächtigkeit. Die Frequenz solcher Mittel ist dann von der Menge der dem Gange zugeschaarten Nebenklüfte abhängig.

Ausser diesen grösseren Mitteln sind nun in der Nachbarschaft der Gänge Nebengestein und namentlich die Eisensteinlager öfters von bald haarfeinen, bald mehrere Centimeter dicken Fahlerzschnüren durchtrümert, bald finden sich derbe und drusige Knollen in denselben eingebettet. Geringere Verbreitung haben dergleichen Fahlerznester und Schnüre im Kupferschiefer und Weissliegenden, grössere in den eisenreichen Kalken und Dolomiten.

Bezüglich des Silbergehaltes der Arsenikfahlerze will man auf den Gängen des Rothen Berges festgestellt haben, dass derselbe von oben nach unten abnimmt, im Dolomit und Eisenkalk also am höchsten, im Weissliegenden am geringsten ist. Tantscher ermittelte 1832 im Centner dunklen Fahlerzes 24 bis 112 Loth Silber und 30 bis 31 Pfund Kupfer.

Später bestätigte Spengler dieses schwankende Verhältniss des Silbergehalts, indem er in derben Antimon-Fahlerzstufen aus den Eisensteinlagern beim »Eisernen Johannes« 90 Loth, bei »Bergmännische Hoffnung« 72 Loth, bei »Silberblüthe« 48 Loth Silber im Centner nachwies.

In 13286 Centnern durch Handscheidung aufbereiteter 1864 und 1867 verschmolzener Fahlerze betrug der durchschnittliche Silbergehalt 1 Loth im Centner.

Als Umwandlungs- und Zersetzungsproducte des Fahlerzes treten in den oberen Teufen Kupferbraun, Kupferlasur etc. auf.

2. Kupferkies. Derselbe dürfte vielfach dem Fahlerz gleichaltrig sein, mit dem er oft innig verwachsen ist; doch kommt er in mehreren Generationen vor, die z. Th. jünger als die Fahlerze sind.

Häufig sind Zwillinge nach $\frac{P}{2}$, ausserdem wurden beobachtet $oP . \frac{P}{2} - \frac{P}{2} . 2P\infty$. Der Kupferkies bildet mit dem Fahlerz und den beiden Zersetzungsproducten beider den Hauptgegenstand der Kupfergewinnung in der Kamsdorfer Gegend. Namentlich die derben Partien beim Martinschacht auf dem Kronprinzgang (1 Lachter mächtig) und auf dem Johannisgang bei Gosswitz ($^3/_4$ Lachter mächtig, 20 Lachter hoch und ca. 7 Lachter lang) waren wegen ihrer Reinheit und leichten Gewinnbarkeit von ansehnlichem Werth.

3. Bleiglanz ist in unbedeutenden und daher technisch nicht nutzbaren Mengen in den Gängen und deren Nachbarschaft namentlich im Weissliegenden vorgekommen. Er dürfte ein Altersgenosse des Fahlerzes und Kupferkieses sein.

4. Schwefelkies hat sich namentlich in der unteren Teufe der Gänge »Kronprinz« und »Johannes« in Gestalt regelmässiger

Krystalle $\left(\frac{\infty O 2}{2}\right)$ im Kupferkies eingewachsen gefunden. Einer beträchtlich jüngeren Generation gehören kleine Oktaëder an, welche bald auf Kupferkies, bald auf Bitterspath sitzend auf dem Kronprinzgange und an vielen anderen Punkten vorgekommen sind.

5. *Schwerspath* bildet in derben und krystallisirten Partien weitaus die Hauptmasse der Gangausfüllung und durchtrümert auch das benachbarte Nebengestein, namentlich die Eisensteinlager stellenweise so reichlich, dass dieselben unbauwürdig werden.

Grosse Tafeln zeigen am häufigsten die Formen:



$$o P . P\breve{\infty} . \tfrac{1}{2} P\breve{\infty} .$$

6. *Spatheisenstein* (»Glimmer«) kommt in grossen, vielfach den Hauptgegenstand der Gewinnung bildenden Massen, sowohl innerhalb der Gänge als namentlich in den Lagern vor. Uebrigens scheint er mehreren Generationen anzugehören.

7. *Rothnickelkies* ist häufig in derben Partien namentlich auf Kronprinzgang eingebrochen.

8. *Arseniknickel* (Chloanthit). Das Kamsdorfer Vorkommen wurde von Rammelsberg (Mineralchemie S. 39) analysirt. Spengler berichtet, dass auf dem liegenden Trum beim Kronprinzschacht ein linsenförmiges Mittel dieses Erzes erschlossen wurde, welches 800 Centner schüttete. Das Erz war mit Spatheisenstein, Schwerspath, Bitterspath und Kalkspath verwachsen und enthielt als Seltenheit kleine Partien von spiessigem *Schwefelnickel*, grössere von *Nickelantimonglanz* und grauem *Speiskobalt*. Gewonnen und auf einen Haufen gestürzt, erwärmte sich die Erzmasse bereits in der Grube schon nach wenigen Stunden, zerfiel dabei in lockeren Gries, und entwickelte starke Arsenikdämpfe, wobei sich auf der Oberfläche des Haufens eine Kruste von weissgrünem Arsenik- und Nickelocker bildete.

9. *Haarkies*. Ebenfalls von Rammelsberg analysirt.

Die Sammlung der geologischen Landesanstalt besitzt ein schönes Stück vom Kronprinzgang mit stark gedrehten Säulen.

Der Kamsdorfer Haarkies soll nach Breithaupt im Gegensatz zu anderen Vorkommen nur das Volumgewicht 5,0 haben.

10. Speiskobalt. Ein flötzartiges Mittel im Weissliegenden längs des Silberblüthener Ganges bestand aus weissem Speiskobalt (hie und da Comb. von O und ∞ O ∞) und Kupfernickel. Grauer Speiskobalt fand sich dagegen in geringen meist derben, selten krystallisirten Partien auf Kronprinzgang III.

Auf Königszeche ist auch gestrickter Speiskobalt gebrochen.

11. Kupferglanz wird vom Neugeborenkindlein - Gang u. a. O. angegeben.

12. Antimonglanz und Nickelantimonglanz sind auf dem Kronprinzgange gefunden.

13. Einen Thallium-haltigen Kies von 4,92 sp. Gew., messinggelber Farbe, schwarzem Strich und Härte 5 bis $5^1/_2$ untersuchten Plattner, Richter und Breithaupt (siehe Breithaupt, Mineralogische Studien, Leipzig 1866, S. 93).

14. Eisenschüssig Kupfergrün und Malachit. Unter den zahlreichen Zersetzungsproducten der kupferhaltigen Kiese und Glanze steht dies Mineral wegen seines massenhaften Vorkommens, wodurch eine technische Benutzung ermöglicht wurde, obenan.

15. Kupferlasur kam namentlich auf den Gängen des Rothen Berges in oft beträchtlichen, abbauwürdigen, unreinen Massen vor, welche sich durch hohen Silbergehalt auszeichneten. So enthielt das lasurfarbene Gemenge von Zersetzungsproducten, welches den Neugeborenkindleingang vom Tage her erfüllte, 90 Loth Silber im Centner. — Schon 1772 beschrieb Romé Delisle (Essai S. 365) krystallisirte Kupferlasur von Saalfeld.

16. Rothkupfererz brach in derben Stücken auf dem Kronprinzgange.

17. Ziegelerz ist als Zersetzungsproduct des Kupferkieses ausserordentlich verbreitet.

18. Kupferpecherz entsteht durch stärkere Oxydation des Kupfers aus dem vorerwähnten.

19. Kupferschaum Wern., ein dem Chalkophyllit nahestehendes Zersetzungsproduct, wird vom Neidhammeler Zuge angegeben.

20. Kupfermanganerz kam in traubigen, zelligen, dem Erdkobalt ähnlichen bläulichschwarzen Massen in einer im Hangenden des Kronprinzganges III abzweigenden Kluft vor. Dieselbe communicirte, als sie mittelst einer Strecke aufgeschlossen wurde, so stark mit dem Tage, dass je nach der Windrichtung die Wetter bald einfielen, bald auszogen und zwar so energisch, dass die Lichter ausgeblasen wurden. Die Analysen Rammelsberg's und Böttger's beweisen die secundäre Bildung desselben aus Kupferkies durch Einwirkung der in jener Kluft circulirenden Luft und wässerigen Lösungen.

21. Kobaltblüthe ist als Beschlag auf den nachweislich kobalthaltigen Fahlerzen, dann aber auch auf allen übrigen Gangmineralien namentlich in der Erdkobalt führenden, oberen Teufe der Gänge am Rothen Berge recht verbreitet. Auch das Weissliegende in der Nachbarschaft der Gänge erscheint öfters ganz imprägnirt damit. Ausnahmsweise findet sich aber das Mineral in wundervollen Krystallen und besitzt die hiesige Sammlung solche mit den Flächen $\infty P \,.\, \infty P \bar{\infty} \,.\, \infty P \grave{\infty} \,.\, -P \bar{\infty} \,.\, -P$.

22. Pharmakolith wird von Grube Maria angegeben.

23. Symplesit soll auf Königszeche bei Caulsdorf vorgekommen sein.

24. Nickelgrün kommt nicht selten als Beschlag auf Weissnickelerz und Kupfernickel vor.

25. Der schwarze Erdkobalt in derben, erdigen, trauben- und nierenförmigen, oder leicht zerreiblichen, russigen Massen ist das verbreitetste Kobalterz der Kamsdorfer Gegend. Dies Zersetzungsproduct der Fahlerze und des Speisekobaltes ist ganz vorwiegend in den oberen Teufen der Gänge am »Rothen Berge«, dann aber in den weniger mächtigen Seitenspalten und Klüften, welche von den Hauptspalten aus in den Zechsteinkalk und Dolomit fortsetzen, zu Hause. Von hier aus verbreitet er sich als schwarzer Anflug auf die feinsten Schichtungs- und Ablösungsklüfte des Gesteins. — Die gelben, braunen und grünen Erdkobalte, welche Werner und Tantscher von Kamsdorf und Saalfeld angeben, sind nur unreine Gemenge des Asbolan und

wasserhaltiger, arseniksaurer Salze des Eisenoxyds, Kobaltoxyds und Kalkes, hier und da mit geringer Beimengung von Antimon. Analysen der Kamsdorfer Vorkommen finden sich in Rammelsberg's Mineralchemie.

Spengler notirt als einen seltenen und nur in kleinen Partien vorkommenden Begleiter des Erdkobalts Kalait.

26. Brauneisenstein. Bevor Karsten im Jahre 1824 in dem bis dahin verachteten Kamsdorfer Glimmer (Spatheisenstein, welcher bis dahin in den Bergeversatz wanderte) durch die Analyse ein werthvolles Eisenerz nachgewiesen hatte, diente das aus der Umwandlung des Spatheisensteins entstandene Brauneisenerz ausschliesslich zur Eisengewinnung. Auch heute wird es seines verhältnissmässig hohen Mangangehaltes wegen zur Spiegeleisen-Bereitung gerne verwendet. Seine Verbreitung beschränkt sich nicht auf die obere Teufe der Gänge, vielmehr hat die erwähnte Umwandlung oft beträchtliche Theile der Spatheisensteinlager, namentlich in unmittelbarer Nähe der Gänge ergriffen.

Wo Hohlräume und Klüfte in der Lagerstätte offen blieben, pflegen die Wände derselben mit Glaskopf ausgekleidet zu sein.

27. Eisenocker erfüllt Klüfte und Hohlräume in der oberen Teufe.

28. Pyrolusit erscheint in büschelförmigen, spiessigen Aggregaten häufig auf dem Glaskopf oder bildet dünne Ueberzüge auf den Eisenerzen. Auch Manganit und Varvicit werden angeführt.

29. Wad wird in trauben- und nierenförmigen Massen gegenwärtig noch häufig an den Wänden von offenen Klüften und Hohlräumen oder als theilweise Ausfüllung derselben gefunden.

30. Gediegen Silber hat u. A. in kleinen Blättchen Fahlerzkrystalle im Weissliegenden auf Königszeche bedeckt.

31. Gediegen Kupfer fand sich in haarförmigen und z. Th. auch krystallisirten Partien auf Rothkupfer, Ziegelerz, Kupferpecherz und Malachit in den vom Kronprinzgang abzweigenden, im Eisenkalk verlaufenden Nebentrümern.

32. Gediegen Arsen hat sich u. A. in krummschaligen kugeligen Aggregaten als Zersetzungsproduct des Fahlerzes auf dem »Neugeboren Kindlein-Gang« gefunden.

33. Gediegen Wismuth wird von Grube Maria angegeben.

34. Kalkspath ist als gutartiger Begleiter der Kupfererze, namentlich des Kupferkieses und Fahlerzes, in den mannigfaltigsten Formen auf fast allen Gängen des Reviers ausserordentlich verbreitet. Er gehört mehreren Generationen an.

35. Bitterspath (Perlspath). Von seiner Verbreitung gilt das Gleiche wie vom Kalkspath. Auch die grauweisse ca. 15 pCt. CO^3Fe enthaltende Varietät des Ankerits, welche Breithaupt mit dem Namen Tautoklin belegte, ist auf den Kamsdorfer Gängen verbreitet.

36. Aragonit (vulgär Nadelspath) kommt namentlich auf Brauneisenstein in bis 8 Centimeter langen, büschelförmig gruppirten, strahligen Nadeln vor. An den in der Sammlung der geologischen Landesanstalt aufbewahrten Stücken konnten folgende Flächen beobachtet werden:

$$P \,.\, P\breve{\infty} \,.\, {}^1\!/_2 P\breve{\infty} \,.\, \infty P \,.\, \infty P\breve{\infty} \,.\, 6P \,.\, 9P \,.\, 9P\breve{\infty} \,.$$

Zwillinge nach ∞P sind häufig.

37. Eisenblüthe, Kalksinter und Barytocalcit mögen hier im Anhang an bereits Genanntes Platz finden.

38. Asphalt ist als Ausfüllungsmasse kleiner Spalten und in Form eingetrockneter Tropfen mit geschrumpfter Oberfläche hin und wieder in der Gangmasse mit Kalkspath, Bitterspath etc. gefunden worden.

Ein Theil der Vorkommnisse dürfte das Bitumen des Kupferschiefers und Zechsteins repräsentiren, welches durch den bei der Dislocation der Schichten wirkenden Druck ausgepresst wurde, wie man auch auf experimentellem Wege neuerdings aus bituminösen Schiefern unter starkem Druck das Bitumen z. Th. auszupressen vermocht hat.

39. Gyps. Als eine der seltensten Erscheinungen auf Erzgängen verdient dies Mineral besondere Beachtung. Es soll sich an mehreren Stellen des Kronprinzganges auf in der Zersetzung begriffenem Kupferkies (Homichlin), welcher von Bitterspath und Baryt begleitet war, mit Asphalt zusammen gefunden haben.

Seine Entstehung dürfte mit der Zersetzung des Kupferkieses zusammenhängen und sonach der Gyps eine der jüngsten Bildungen im Gange sein. Die hiesige Sammlung bewahrt schöne, circa 1 Centimeter lange Krystalle, an welchen sich die Flächen $\infty P\breve{\infty}$, ∞P und $-P$ zeigen.

Die Vertheilung der genannten Mineralien innerhalb der Erzgänge und ihrer Nachbarschaft ist nun keine gänzlich regellose, sie verräth vielmehr eine gewisse Abhängigkeit von der Teufe, bezw. von der Schicht, welche jeweilig das Nebengestein des Ganges bildet. Abgesehen davon, dass die geschwefelten Erze im Gange in den unteren, die gesäuerten in Folge secundärer Einwirkung der Atmosphärilien in den oberen Teufen herrschen, kann man folgende Erzteufen, die jedoch durch Uebergänge verbunden sind, unterscheiden:

1. Das tiefste Erzniveau begreift den obersten Theil des Culm und das unterste Glied der Zechsteinformation, nämlich das Weissliegende mit dem Mutterflötz. Es kommen hier in Gesellschaft von Schwerspath, Braunspath und Kalkspath hauptsächlich Fahlerz, Kupferkies, Rothnickelkies und Speiskobalt vor.

2. Das mittlere Erzniveau umfasst die zwischen den gegeneinander verschobenen Theilen des Kupferschieferflötzes und den untersten Zechsteinkalklagen liegende Partie. In ihr treten herrschend mitunter recht silberreiche Fahlerze und andere Kupfererze, dann häufig brauner und gelber Erdkobalt, Kobalt- und Nickelblüthe, Pharmakolith und Symplesit auf.

3. Das obere Erzniveau reicht vom Zechsteinkalk durch den Dolomit der mittleren Formationsabtheilung und ist besonders durch das Vorkommen von schwarzem Erdkobalt, Kupferlasur, Malachit, erdigem eisenschüssigen Kupfergrün und Brauneisenstein ausgezeichnet. In den höheren Zechsteinschichten sowohl, als andererseits in den tieferen Partien des Culm sind die Gänge erzleer.

Der Feststellung der Altersfolge der Mineralien auf den Kamsdorfer Gängen hat schon 1849 Breithaupt besonderes Interesse zugewendet.

Den 29 von ihm (Paragenesis S. 239—241) angeführten Beispielen der Altersfolge vermag ich nach den in der hiesigen Sammlung aufbewahrten Stücken folgende hinzuzufügen:

a) 1. Schwerspath. 2. Spath- und Brauneisenstein (I). 3. Spatheisenstein (II). 4. Pyrolusit.

b) 1. Brauneisenstein. 2. Pyrolusit.

c) 1. Brauneisenstein, z. Th. noch Spatheisenstein. 2. Kalkspath. (Gotthilftgewiss).

d) 1. Schwerspath. 2. Spatheisenstein (Eiserner Johannes).

e) 1. Fahlerz. 2. Kupferlasur. 3. Malachit. 4. Brauneisenstein. (Himmelfahrt).

f) 1. Kupferkies. 2. Schwerspath. 3. Spatheisenstein. 4. Asphalt. 5. Kalksinter. (Kronprinz).

g) Auf Zechsteinkalk: 1. Kupferkies. 2. Kalkspath, pseudomorph nach Schwerspath. (Kronprinz).

h) 1. Kupferkies (I). 2. Ankerit. 3. Kupferkies (II). (Kronprinz III).

i) 1. Brauneisenstein. 2. Kupferlasur. 3. Gediegen Kupfer, (Liegendes Trum beim Kronprinzschacht).

j) 1. Kupferkies. 2. Schwefelkies (Kronprinz).

k) 1. Brauner Erdkobalt. 2. Kobaltblüthe, mehrfach lagenweise wechselnd. (Liegendes Trum beim Kronprinzschacht).

l) 1. Kupferkies. 2. Kupferpecherz. 3. Brauneisenstein. 4. Malachit.

m) 1. Kupferkies. 2. Negative Krystallräume von Schwerspath. 3. Ankerit.

n) 1. Kupferkies. 2. Ziegelerz und Kupferpecherz. 3. Aragonit. 4. Rothkupfererz. 5. Gediegen Kupfer. (Kronprinz III).

o) 1. Fahlerz mit Kupferkies verwachsen. 2. Gediegen Arsen. Kalkspath. (Neugeboren Kindlein).

p) 1. Kupferkies. 2. Ziegelerz. 3. Malachit. 4. Aragonit. (Kronprinz III).

q) 1. Grauer Speiskobalt. 2. Gediegen Arsen. (Neugeboren Kindlein).

r) Auf Zechstein: 1. Braunspath. 2. Kupfernickel. 3. Weisser Speiskobalt. 4. Nickelocker. (Kronprinz III).

s) 1. Eisenkalk. 2. Ankerit. 3. Kalkspath. 4. Kupferkies (I). 5. Kalkspath. 6. Kupferkies (II).

t) 1. Eisenkalk. 2. Ankerit. 3. Kalkspath. 4. Kupferkies.

u) Auf Zechsteindolomit: 1. Schwerspath. 2. Kupferlasur und Malachit. (Wilhelmine).

v) 1. Schwerspath. 2. Spatheisenstein. 3. Kalkspath. 4. Haarkies. (Kronprinz).

w) 1. Spatheisenstein. 2. Kupferkies (I). 3. Kalkspath. 4. Kupferkies (II).

x) 1. Rothkupfererz. 2. Malachit. 3. Eisenocker. (Kronprinz).

y) Auf Zechstein: 1. Spatheisenstein. 2. Kalkspath. 3. Kupferkies. 4. Antimonglanz.

z) 1. Fahlerz. 2. Kalkspath. 3. Kobaltblüthe. 4. Kupferlasur. (Gotthilftgewiss).

α) 1. Malachit. 2. Kupferlasur. 3. Aragonit. (Kronprinz).

β) 1. Kupferkies. 2. Gyps. (Kronprinz).

γ) 1. Kupferkies. 2. Schwefelkies. 3. Kalkspath. (Kronprinz).

δ) 1. Eisenkalk. 2. Aragonit. 3. Kalkspath.

ε) 1. Spatheisenstein. 2. Arsennickelglanz. (Kronprinz).

ζ) 1. Spatheisenstein. 2. Kalkspath. 3. Schwefelkies.

η) 1. Schwerspath. 2. Ankerit. 3. Kalkspath. 4. Kupferkies.

Es folgt aus allen an den Kamsdorfer Gängen gemachten Beobachtungen, dass neben dem Spatheisenstein die ältesten Gangmineralien Fahlerz, Kupferkies und Bleiglanz sind; dann folgt die Hauptgeneration des Schwerspaths, in welcher die Bildung des Spatheisensteins fortsetzt, dann die Kobalt- und Nickel-haltigen Kiese, dann Bitterspath, Kalkspath und Aragonit und schliesslich unter Wiederholung des Kupferkieses, Spatheisensteins, Kalkspaths und Aragonits, die zahlreichen Zersetzungsproducte der geschwefelten Kupfer-, Kobalt- und Nickelerze. Als jüngste Bil-

dungen haben wir dann die gediegenen Metalle und den Gyps anzusehen.

5. Besondere Verhältnisse einzelner Gänge.

Zur Erläuterung der auf Taf. VIII zum grössten Theil nach Spengler's Aufnahmen wiedergegebenen Profildarstellungen seien noch einige kurze Schilderungen besonders interessanter Gangverhältnisse angefügt. Die Figuren 1 bis 4 stellen verschiedene Schnitte durch den Kronprinzgang III dar. Besonders auffallend ist das in den Darstellungen 1, 3 und 4 wiedergegebene Hackenschlagen des Ganges, indem das Hangende in der höheren Gangpartie in der Falllinie umkippt, dann als scheinbares Liegendes treppenförmig aufsteigt und sich nachdem nach oben hin schliesslich wieder zur ursprünglichen Neigung aufrichtet. Es erscheinen danach innerhalb des Hackens die festen Glieder des Unteren Zechsteins in den überkippten Unteren Letten der höheren Formationsabtheilung hineingeschoben. Die nach Aufreissung der Spalte weiter wirkende dislocirende Kraft hat offenbar in den verschiedenen Niveaux, je nach der Festigkeit des Gang-Nebengesteins verschiedengradigen Widerstand gefunden. Unter und über dem Hacken haben sich sowohl in der Hauptspalte als im Hangenden und Liegenden reiche Kupfererzmittel angesiedelt.

Die letzteren hängen offenbar mit den innerhalb der Gangnase abzweigenden Ruscheln oder Querklüften zusammen. Vielfach liefen die Furchen in den Harnischen dieser Klüfte nicht in der Falllinie, sondern im Winkel von 30 bis 45^{0} gegen dieselbe, bald nach der einen, bald nach der anderen Weltgegend.

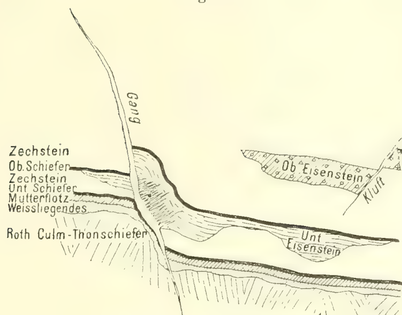
In dem Gange selbst ist der Kupferschiefer theils als schwacher Besteg am Hangenden, theils in den Abstufungen desselben in grösseren Packen sitzen geblieben. Er erscheint meist schwarz, mild von glänzenden, krummen Absonderungsflächen durchzogen und von Steinkohlen-ähnlichem Habitus. Während der Kupferschiefer bei der Dislocation auf dem Gang geschleppt erscheint, sind die spröderen Gesteinslagen, namentlich die Kalke zertrümmert und zersplittert. Innerhalb des Culm besteht die Gangfüllung bei einer nur etwa 10 Centimeter betragenden Mächtigkeit

aus Spatheisenstein, Schwerspath und Brocken des Nebengesteins. Im höheren Niveau, wo Culm das Liegende, Zechstein das Hangende des Ganges bildete, führt derselbe nach Spengler's Angaben vorzugsweise bis zu 2 Meter mächtige Kupferkies-Mittel, ferner um Zechsteinbruchstücke Schwerspath, Bitterspath und Kalkspath in Drusen. Getrennt vom Kupferkies kamen vereinzelte Partien von Speiskobalt, Arseniknickel, Kupfernickel und Schwefelnickel vor. Als jüngste Bildung in diesem Niveau erschien Schwefelkies bald auf Kupferkies, bald auf Bitterspath sitzend, bald in den Nebenklüften des Ganges oder auch in stalaktitischen Formen in demselben. In noch höherem Niveau, in Sonderheit in der Nachbarschaft der Eisensteinlager stellten sich dann die Zersetzungsproducte der Kupfererze, Ziegelerz, Kupferpecherz, Malachit, Rothkupfererz und gediegen Kupfer ein. In den unter dem Oberen Schieferflötz zwischen Hauptgang und Seitenklüften verbreiteten Mitteln von zersetztem Kupferkies fand sich (siehe Taf. VIII, Fig. 4) der Gyps und Asphalt. In Taf. VIII, Fig. 2 ist das in's Hangende abzweigende kleine schwebende Trum dargestellt, welches das Kupfermanganerz führte. Das in dieser Figur dargestellte Profil (durch's 4. Gesenk) zeigt besonders deutlich das Verhältniss der liegenden Paralleltrümer mit den an sie gebundenen Erzmitteln zum Hauptgang.

Während Fig. 5 der Profiltafel die eigenthümliche Verbindung der als Radialspalten eines geborstenen Schichtensattels sich darstellenden Gänge »Neugeboren Kindlein« und »Silberblüthe-Louise« mit ihren Nebentrümern zeigt, sollen die Fig. 6 u. 7 eigenthümliche Verhältnisse des Gesellschaftsganges illustriren. Der Gang zerschlägt sich 90 Lachter südöstlich vom Lindigschacht in zwei divergirende, Kupferkies führende Haupttrümer (Fig. 6), zwischen denen das Gebirge schwach aufgewölbt und zerknickt erscheint. Kupferkiestrümer durchschwärmen diesen Gebirgskeil und setzen aus dem Weissliegenden in zunehmender Zahl in's Kupferschieferflötz. Dieses selbst wird jedoch von den schwächeren Trümchen nicht durchsetzt, vielmehr legen sich einige derselben erst über dem Kupferschiefer wieder an.

Fig. 7 der Taf. VIII stellt einen 60 Lachter weiter südöstlich durchgelegten Schnitt durch dieselben Spalten dar.

Fig. 1.



Die obenstehende Textfigur 1, welche nach NETTO's Aufnahme hergestellt ist, versinnlicht ein interessantes Verhalten des nördlich vom Kronprinzgang verlaufenden Parallelganges beim Pelzerschacht (5 Lichtloch).

Dem h. 6 streichenden mit 75⁰ gegen N. einfallenden Gang fehlt das sonst längs der Gänge verbreitete obere Eisensteinlager, während dasselbe an der nächsten widersinnig zur Hauptspalte fallenden Parallelkluft sich anlegt.

Der im Hangenden des Ganges liegende Schichtentheil ist zwar im Ganzen betrachtet gesunken, dagegen die unmittelbar an die Spalte grenzende Partie des unteren Eisensteinlagers und oberen Schieferflötzes auffallender Weise am Gange selbst wohl in Folge gleichzeitiger seitlicher Verschiebung, (auf welche die unter 30 bis 45⁰ gegen das Einfallen geneigten Gleitstriemen deuten), wieder in die Höhe gequetscht, so dass nunmehr dieser Theil sogar höher liegt, als die correspondirenden, stehen gebliebenen Schichtentheile im Liegenden des Ganges. Zahlreiche aus dem Hauptgang in diese verquetschte Partie verlaufende radiale Sprünge sind mit Schwerspath gefüllt.

Das in Fig. 8 der Taf. VIII gegebene Profil vom Pfefferschacht durch den Neumannschacht, Eisernen Johannes nach dem kleinen Johannes soll die allgemeine Vertheilung der Gangspalten

und die durch sie hervorgerufene Dislocation der Sedimente generell erläutern.

6. Die Erzlager.

Längs der Schwerspath- und Erz-führenden Verwerfungsspalten sind Theile einzelner Bänke des Unteren und Mittleren Zechsteins auf wechselnde Erstreckung in Eisenstein umgewandelt. In der beigegebenen Lagerstätten-Uebersichtskarte finden sich die hauptsächlichsten dieser Lager verzeichnet.

Bei dieser Umwandlung nun sind erfahrungsmässig einzelne Bänke von ganz bestimmtem, festen Niveau vor den anderen bevorzugt, wenngleich der Umwandlungsprozess auch in ihnen bei weitem nicht überall gleichmässig fortgeschritten ist. Vielfach blieb die Umwandlung lediglich auf eine Anreicherung der Kalk- und Dolomitbänke zu sog. »Eisenkalk« beschränkt, ja selbst diese fehlt im grösseren Theile des Lagerstättengebietes. Im westlichen, Meiningen'schen Theile des »Rothen Berges« mangeln den Gängen die begleitenden Lager fast gänzlich [1]). Ihr abbauwürdiges Vorkommen beschränkt sich auf den etwa 2 Kilometer im Streichen verfolgbaren Ausstrich der Zechsteinformation von Gross-Kamsdorf bis Könitz. Weiter westlich und östlich ist zwar das »Untere Eisensteinflötz« noch hin und wieder getroffen worden, aber stets in einem so verunreinigten Zustand, dass es die Gewinnung nicht mehr lohnte. Auch das »Obere Eisensteinflötz« geht jenseits des bezeichneten Verbreitungsgebietes in geringwerthigen »Eisenkalk« über, der nur eine untergeordnete Verwendung als Zuschlag bei der Verhüttung der reicheren Erze gefunden hat. — Schwache Anklänge an die Kamsdorfer Eisensteinbildung finden sich schliesslich noch im ferneren östlichen Fortstreichen der Zechsteinformation bei Ranis und darüber hinaus bis Neustadt a. O., in der westlichen Fortsetzung des Zechsteinbandes bei Blankenburg und Watzdorf.

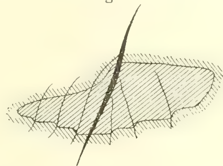
Sehr constant ist der Horizont des »Unteren Eisensteinflötzes«. Dasselbe hat fast ausnahmslos den »Oberen bitumi-

---

[1]) Abbauwürdige Lager sollen den Gangzug »Unverhoffte Freude« auf dem Rothen Berge begleiten.

nösen Mergelschiefer« zum Hangenden und ersetzt die unmittelbar unter demselben liegenden Zechsteinkalkbänke in bald grösserer, bald geringerer, durchschnittlich 0,5 bis 2,5 Meter betragender Mächtigkeit. Auffallender Weise ist dagegen die unmittelbar über dem »Oberen Schieferflötz« lagernde 3 bis 4 Meter mächtige Partie lichtgrauen Zechsteinkalkes fast nie von der Umwandlung betroffen, so dass das »Untere Flötz« stets durch ein ansehnliches taubes Mittel, die sogenannte »weisse Sohle« vom Oberen Eisensteinlager getrennt bleibt. Der Horizont des letzteren, im Dolomit der »Mittleren Formationsabtheilung« verbreiteten »Oberen Flötzes« bleibt nicht immer constant, es beträgt vielmehr sein Abstand vom Hangenden oder Liegenden des Dolomites bald mehr, bald weniger. Dabei zertrümert sich das meist in unmittelbarer Nähe der Rücken sehr mächtige Flötz vielfach schon in geringer Entfernung vom Gange oder gar von der Spalte selbst an (siehe Skizze in Textfigur 3) in 2 bis 3 parallele, durch Dolomit und Eisenkalk getrennte Lager, deren abbauwürdige Gesammtmächtigkeit etwa 4 bis 7 Meter beträgt, während diejenige der tauben Zwischenmittel im Durchschnitt etwa 2 bis 6 Meter ausmacht. In allen Fällen sind die Lager in der directen Nachbarschaft der Rücken am mächtigsten und verringern sich in der Fallrichtung mit der zunehmenden Entfernung von denselben. Diese Verjüngung vollzieht sich jedoch keineswegs allmählich und continuirlich, sondern in Stufen, indem das unverändert gebliebene Liegende des Lagers treppenförmig ansteigt, während die hangende Begrenzung desselben dauernd in ein und derselben Schichtfuge zu verbleiben pflegt (siehe die Skizze in Textfigur 2). Dies Verhalten

Fig. 2.



prägt sich besonders deutlich beim »Unteren Eisensteinflötz« aus, es ist dann die unmittelbar unter dem oberen bituminösen Mergel-

schiefer liegende Zechsteinbank auf die relativ grösseste Entfernung vom Gange aus umgewandelt, die darunter folgende auf eine geringere, und so fort, bis schliesslich gänzlich unveränderte Bänke an den Gang herantreten. Die Begrenzung dieser einzelnen Stufen der umgewandelten Bänke gegen das unveränderte Gestein an ihrer Stirnseite pflegt im unteren Lager meist eine scharfe, nicht durch Uebergänge vermittelte zu sein, und erfolgt längs ganz feiner, kaum Messerrücken starker Klüfte. Im oberen Lager sind dagegen vermittelnde Uebergänge aus dem Eisenstein durch eisenschüssigen Dolomit, sogenannten »Eisenkalkstein« in den Zechsteindolomit bekannt.

Je grösser die Sprunghöhe am Rücken, um so mächtiger sind auch die begleitenden Erzlager am Gange, um so grösser ist ihr Aushalten im Streichen (»Länge der Eisensteinführung«, 10 bis 100 Meter und mehr) und im Fallen (»Breite der Eisensteinführung«, 2 bis 25 Meter). Im Ganzen pflegt »Länge« und »Breite« der correspondirenden, aber durch die Verwerfung unzusammenhängenden Lagertheile im Hangenden und Liegenden annähernd gleich zu sein; treten aber auf einer Seite Nebentrümer und Parallelspalten zum Hauptgange auf, so verstärken diese die Ausdehnung des einen Lagerflügels oft um ein Beträchtliches. — Bezüglich ihrer räumlichen Ausdehnung besteht zwischen den beiden Lagern zwar in vielen Fällen eine, bei der gemeinsamen Abhängigkeit von derselben Spalte wohl erklärliche Congruenz, doch erweisen sie sich auch oft als unabhängig von einander derart, dass bald das eine, bald das andere der beiden Lager gut entwickelt ist oder zurücktritt.

Wenngleich die Bildungsweise der verschiedenen Kamsdorfer Eisensteinlager unzweifelhaft überall auf dem gleichen Vorgang beruht, so ist doch der verschiedene Grad der Umwandlung in einer gewissen Verschiedenheit der Erzführung ausgedrückt. Am intensivsten und vollständigsten scheint die Umwandlung im unteren Lager erfolgt zu sein, welches ganz vorzugsweise aus Spatheisenstein (»Glimmer«) besteht. Dabei ist interessant, dass dies Mineral in der unmittelbaren Nähe der Gänge am grobspäthigsten ist, und dass die einzelnen unvollkommenen Krystallindividuen mit

der Entfernung vom Gange an Grösse allmählich abnehmen, bis schliesslich eine ganz feinkörnige Abart an den veränderten Zechstein grenzt. Secundär sind längs der Rücken Theile des Lagers in Brauneisenstein umgewandelt. — Auch das obere, vom Hangenden »Eisenkalk« stets durch eine deutliche Schichtungsfuge scharf getrennte Lager scheint der Hauptsache nach ehedem aus Spatheisenstein bestanden zu haben, ist gegenwärtig aber in seiner überwiegenden Masse zu Brauneisenstein verändert. Nur vereinzelte, grössere und kleinere Fladen und Kerne innerhalb des umgebenden, vielfach drusigen Brauneisens zeigen noch die frühere Beschaffenheit. — Als Gerippe vieler Drusen tritt, besonders gehäuft unfern der Rücken im oberen Lager, Schwerspath auf, der auch sonst in derben und krystallisirten Massen mit Kalkspath, Bitterspath und Arragonit das Eisenerz durchtrümert und dasselbe leider hier und da bis zur Unbauwürdigkeit verunreinigt. (Eiserner Johannes.) Pyrolusit und Wad finden sich in Nestern, kleinen Trümern und innerhalb der Glaskopfdrusen; sie wurden gelegentlich der Umsetzung des manganhaltigen Eisenspaths zu Brauneisen ausgeschieden.

Ueber die Beschaffenheit der Kamsdorfer Eisenerze, welche ein nicht unbedeutender Mangangehalt und der Mangel an Phosphor zur Stahlbereitung besonders geeignet macht, geben zahlreiche Analysen näheren Aufschluss, von denen wir einige ältere und einige neuere hier anführen:

1. Spatheisenstein. Durchschnittsprobe von 7 Schächten.

Analysirt durch v. Bibra.

Eisenoxydul	48,64 pCt.
Manganoxydul	3,80 »
Kupferoxyd	0,24 »
Kieselerde	5,54 »
Thonerde	3,81 »
Kalkerde	4,19 »
Talkerde	0,99 »
Kohlensäure	32,91 »
	100,12 pCt.

	2. Brauneisenstein. Durchschnittsprobe von 9 Schächten (bessere Sorten). Analysirt durch v. Bibra.	3. Brauneisenstein. Geringste Sorte von Neu-Eisernhut. Analysirt durch v. Bibra.
Eisenoxyd . . .	69,91	32,00 pCt.
Manganoxydul . .	4,77	5,57 »
Kupferoxyd . . .	0,38	0,40 »
Kieselerde . . .	6,19	4,55 »
Thonerde . . .	3,75	2,55 »
Kalkerde . . .	1,52	42,45 »
Talkerde	0,78	11,50 »
Wasser	13,28	0,98 »
	100,28	100,00 pCt.

	4. Spatheisenstein vom Oberen Lager bei Himmelfahrt. Analysirt durch Böttger.	5. Spatheisenstein vom Unteren Lager bei Glückstern. Böttger.	6. Brauneisenstein vom Oberen Lager bei Himmelfahrt. Böttger.
Eisenoxydul	50,422	49,01	— pCt.
Eisenoxyd	—	—	76,86 »
Manganoxydul . . .	11,478	11,78	— »
Manganoxyd . . .	—	—	8,65 »
Kalkerde	3,313	2,86	0,75 »
Magnesia	2,076	2,50	0,64 »
Schwefelsäure . . .	0,116	0,60	— »
Kupferoxyd	0,265	0,21	0,06 »
Unlöslicher Rückstand	3,058	1,20	1,46 »
Wasser	0,497	—	11,23 »
Kohlensäure . . .	28,775	31,84	— »
	100,000	100,00	99,65 pCt.

7. Spatheisen (Durchschnittsprobe). Analysirt durch R. Zimmermann.

Kohlensaures Eisenoxydul . .	75,38 pCt.
Kohlensaures Manganoxydul . .	7,51 »
Kohlensaurer Kalk	8,36 »
Kohlensaure Magnesia	3,88 »
Thonerde	0,12 »
Kieselsäure	4,15 »
Phosphorsäure	0,046 »
Schwefel	0,25 »
Schwefelsaurer Baryt	0,50 »
Kupfer	Spur »
	100,196 pCt.

	8. Brauneisenstein. I. Classe. (Durchschnittsprobe.) Analysirt durch R. Zimmermann.	9. Brauneisenstein. II. Classe. Eisenkalk. (Durchschnittsprobe.) R. Zimmermann.
Eisenoxyd	65,74	23,80 pCt.
Manganoxyd	7,09	3,40 »
Kohlensaurer Kalk	6,45	61,04 »
Kohlensaure Magnesia	1,81	2,03 »
Thonerde	0,52	0,20 »
Kieselsäure	6,72	2,73 »
Phosphorsäure	0,057	0,018 »
Schwefel	0,101	0,05 »
Schwefelsaurer Baryt	1,20	0,30 »
Kupfer	Spur	0,10 »
Wasser und organ. Substanz	10,00	6,60 »
	99,688	100,268 pCt.

Nach den auf der Unterwellenborner Hütte von Herrn R. Zimmermann ausgeführten Einzelproben schwankt der Gehalt der verhütteten Erze:

an	Kieselsäure von	2,5	bis	12	pCt.
»	Thonerde von	0,0	»	3,5	»
»	Eisen (im Spatheisen) von	32	»	42	»
»	Schwerspath von	0,0	»	6	»

Der Gehalt an Phosphor ist sehr gleichmässig und sehr niedrig. Das Erz enthält ausweislich der Analysen des Roheisens noch Spuren von Arsen, Antimon, Kobalt und Nickel.

Zum Schluss ist des Vorkommens von Kupfererzmitteln innerhalb der Eisenerzlager zu gedenken. Die Verbreitung dieser bald in kleinen Nestern und Schnüren vertheilten, bald in ansehnlicheren, zusammenhängenden, conform der Schichtung eingeschalteten, flötzartigen Körpern zusammengehäuften Erzmassen dürfte allenthalben mit den Rückenspalten in ursächlicher Beziehung stehen. Freilich sind die Ruscheln und Klüfte, welche die Verbindung zwischen diesen vorzugsweise in der Nähe der Rücken verbreiteten Mitteln und den erzbringenden Spalten herstellen, gegenwärtig nicht mehr überall nachweisbar; doch dürfte

dies seinen Grund darin haben, dass jene Kupfererzmittel wohl meist in den noch unveränderten Zechsteinschichten abgelagert wurden und dass bei der später folgenden Umsetzung derselben in Spath- und Brauneisenstein mit der Substanz-Veränderung auch eine solche in der Anordnung und Verbreitung der Klüfte verbunden war. Auffallender Weise beherbergt das obere Lager zahlreichere vorzugweise aus silberhaltigem Fahlerz und dessen Zersetzungsmineralien bestehende Mittel als das untere.

In den Jahren 1829 bis 1832 wurde — um nur ein Beispiel anzuführen — ein am Dache des oberen Eisensteinlagers sich verbreitendes Fahlerzmittel abgebaut, welches mit dem Himmelfahrtsgange in Beziehung stand. Dasselbe erreichte mitunter 15 Centimeter Mächtigkeit des reinen Fahlerzes, zerschlug sich übrigens vielfach zu feinen dem Hangenden des Lagers parallelen Trümern und Schnürchen. Dies eine Mittel schüttete über 1100 Centner Fahlerze im Werth von 15000 Mark.

7. Entstehung der Gänge und Lager.

Wir wollen bei einer Betrachtung über die Bildungsweise der vorgeschilderten Gänge und Lager zunächst die Frage nach Entstehung der Spalten von der zweiten, davon gänzlich unabhängigen Frage ihrer Ausfüllung trennen. Die Spalten waren unzweifelhaft vorhanden, ehe sie sich füllten; sie sind durch äussere, mechanische Einwirkung auf das Gebirge entstanden, und leicht zu unterscheiden von den kleinen bei dem späteren Vorgang der Gangausfüllung wichtigen Absonderungsklüften, die ihre Existenz nicht äusseren tektonischen, sondern vorzugsweise innerhalb des zerklüfteten Gesteins wirkenden Kräften (Absonderung durch Massenschwund beim Austrocknen, Auslaugung etc.) verdanken. Schon der Umstand, dass unsere Gangspalten ohne Veränderung aus der Zechsteinformation in den Culm niedersetzen, beweist das Vorhandensein einer ausserhalb des Materials der zerspaltenen Gesteine liegenden Ursache und Kraft. Die in zahlreichen Aufschlüssen überaus deutliche Verschiebung der getrennten Schichtelemente, die häufige Verbiegung, Zerknickung und Zertrümmerung derselben in der Nachbarschaft der Spalten,

die oft reichlichere Mengen von zerquetschten und ausgewalzten Reibungsproducten längs der Saalbänder, endlich die Harnische mit ihren Gleitstriemen und Kritzen bekunden auf's unzweifelhafteste die Verwerfungsnatur der Kamsdorfer Gangspalten. — Dass dieselben trotz der Verschiedenheit ihres Streichens und ihres maschenförmigen Durcheinanderlaufens einem einzigen System angehören, scheint in hohem Grade wahrscheinlich. Doch woher dann diese auffallende Unstetigkeit des Streichens, die sich selbst durch die Annahme eines Wechsels der Structurverhältnisse und der daraus folgenden Verlegung der Richtungen des geringsten Widerstands des Nebengesteins gegen die dislocirende Kraft nicht genügend erklärt? Wir stehen nicht an zu erklären, dass wir eine völlig befriedigende Antwort nicht haben. Am wahrscheinlichsten dünkt uns die folgende Annahme. Das den Zechstein unterlagernde Grundgebirge unterlag lange vor Beginn derjenigen Faltung Verschiebung und Stauung, als deren Ergebniss wir das Aufreissen der Kamsdorfer Gangspalten betrachten, einer oder mehreren, weit intensiveren Faltungen. Die hierdurch im Culm hervorgerufenen Spannungen lösten sich grösstentheils vor Ablagerung der Zechsteinformation in Brüchen aus. Dennoch sind Gründe, deren Discussion hier zu weit führen würde, zu der Annahme vorhanden, dass auch in späterer Zeit, d. h. nach Ablagerung des Zechsteins und zwar bis zur Zeit der Entstehung unserer Zechsteinspalten Spannungsausgleichungen im Grundgebirge, sei es durch Aufreissen neuer Bruchlinien, sei es durch Verschiebungen längs der bereits vorhandenen Spalten, stattfanden, welche im Stande waren die Zechsteinspalten in der zwischen der alten und neuen Faltungs- und Verwerfungsrichtung Resultirenden abzulenken. Möglich, dass genaue Ermittelungen über die Richtung der Bewegung bei der Dislocation in unseren Gängen im Stande sind, diese Verhältnisse klären zu helfen. Leider sind die Beobachtungen hierüber recht unvollständig. Man weiss nur, dass die Bewegung der getrennten polygonalen Gebirgsschollen, welche durch das Gangnetz bezeichnet werden, weder überall im gleichen Sinne noch in der gleichen Richtung erfolgt ist. Unzweifelhaft beweist die Betrachtung der Gangspiegel in den meisten Fällen eine Be-

wegung des im Hangenden des Ganges belegenen, sinkenden Gebirgstheils in der Falllinie des Ganges, nicht selten aber auch in einer davon abweichenden schiefen Richtung. Dazu kommen Absätze und Richtungsänderungen in den Gleitstriemen vor, welche die Bewegung der getrennten Gebirgskörper als einen nicht continuirlichen, vielmehr unterbrochenen und in wechselnder Richtung stattgefundenen Vorgang kennzeichnen. Auch haben wir oben schon darauf hingewiesen, dass das Ausmaass der stattgefundenen Bewegung in den verschiedensten Theilen des Streichens ein und desselben Ganges beträchtlichen Schwankungen unterliegt, was nicht Wunder nehmen kann, wenn man sich vorstellt, dass eine aus ihrem Schichtenverbande gelöste Gesteinsscholle bei der Aufsuchung eines neuen Gleichgewichtszustandes in veränderten Raumverhältnissen in der Regel nicht nur eine Senkung oder Hebung längs der Verwerfungs-Ebene, sondern gleichzeitig eine Drehung um eine zu dieser Ebene senkrechten Axe machen wird. Eine Reihe der oben näher besprochenen Erscheinungen lässt übrigens die Annahme nicht ungerechtfertigt erscheinen, dass der Faltungs- und Stauungs-Prozess der Gebirgsschichten nach dem Aufreissen der Spalten noch eine Zeit lang weiter gewirkt hat.

Wenn wir, wie bereits oben angedeutet, die Spaltenbildung bei Kamsdorf in Zusammenhang zu bringen suchten mit der grossen nördlichen Randspalte des Thüringer Waldes, als deren östlichste Zertrümerung wir sie ansehen möchten, so sind wir uns wohl bewusst, dass unsere Gründe für die Führung eines sicheren Beweises noch nicht ausreichen. Die Gegend, östlich und westlich und südlich von Saalfeld, in welcher die Verbindung gesucht werden muss, ist durch die Erosion des Saalthales des grössten Theiles ihrer Zechsteinbedeckung beraubt und das Grundgebirge zeigt gerade dort überaus verwickelte Lagerungsverhältnisse und tiefgreifende Störungen, die ebenfalls zu einer übrigens wohl einer anderen Gangformation angehörigen Erzgangbildung (Haus Sachsener Gangzug) Veranlassung gegeben haben.

Was uns vor Allem veranlasst, an den Zusammenhang der Kamsdorfer Spalten mit den Randspalten des Thüringer Waldes, deren Entstehung wohl in die Tertiärzeit fallen dürfte, zu denken,

sind die Analogien mit anderen unter ähnlichen Verhältnissen und Erscheinungen auftretenden Erzablagerungen längs des Thüringer Waldrandes oder in dessen nordwestlicher Fortsetzung. Da nämlich, wo am Nordrande des Waldgebirges die Zechsteinformation sich mit nordöstlichem oder östlichem Streichen und flacherer Neigung dem Grundgebirge auflagert, wo also die grosse Randspalte scheinbar aussetzt, in Wirklichkeit aber zu kleinen Stufensprüngen zersplittert, sind Gangbildungen bekannt, welche ihrem Charakter nach unzweifelhaft zur Kamsdorfer Gangformation gehören. Leider sind wenig genauere Angaben über dieselben vorhanden. Schwerspathgänge mit Fahlerzen wurden ehedem im oberen Rinnethale bei Garsitz und bei Unter-Schöblingen unfern Königsee gebaut. Wo sich dann weiter gegen O., nach Kamsdorf zu, von Watzdorf über Blankenburg bis Garnsdorf bei Saalfeld die Zechsteinformation in steiler Aufrichtung der hier wieder einheitlich werdenden Randspalten entlang zieht, hat man nur unbedeutende Erzführung u. A. bei Unterwirbach auf dieser Hauptverwerfung gefunden. — Aehnliche Verhältnisse sind vom Südrande des Waldgebirges bekannt.

Wo bei Glücksbrunn und Schweina an der SW.-Grenze des Waldgebirges die gewaltige südliche Randverwerfung sich verliert, um schon nordwestlich von Gumpelstadt bei Möhra und Kupfersuhl einer ungestörten ruhigen Auflagerung der Trias und des Zechsteins auf das alte Gebirge Platz zu machen, zertrümmert sich nachweisbar die grosse Spalte in eine ganze Reihe paralleler Gangzüge mit geringer Sprunghöhe. Die Analogie der Kamsdorfer Verhältnisse mit denjenigen der sogenannten Glücksbrunn-Schweinaer Kobaltrücken erstreckt sich ausserdem auch auf das die Gänge beherbergende Gestein und damit auch auf die Spaltenfüllung.

Auch die Gangverhältnisse aus der Schmalkaldener Gegend lassen sich zum Vergleiche heranziehen.

Nicht geringer sind die Analogien mit dem Riechelsdorfer Gebirge.

Wir wissen, dass die Randspalten des Thüringer Waldes ohne Unterbrechung mit den dortigen erzführenden Verwerfungen

zusammenhängen und sehen dort ebenfalls, wie längs des ganzen N.- und S.-Randes des Thüringer Waldes, die Erzführung nicht da auftreten, wo die Dislocationswirkungen sich in einer oder wenigen gewaltigen Spalten concentriren, sondern erst da, wo mit einer Zersplitterung der Hauptbrüche in zahlreiche kleinere Spalten von geringer Verwurfshöhe die geotektonische Bedeutung der Verwerfung sich zugleich mit ihrer Intensität verschwächt.

Auch im Riechelsdorfer Gebirge ist Nebengestein und Gangfüllung in vieler Beziehung den bezw. Kamsdorfer Verhältnissen ähnlich, worauf jedoch weniger Werth zu legen ist, als auf die Uebereinstimmung der geotektonischen Position des Spaltensystems. Wir betrachten nach dem Ausgeführten die Kamsdorfer Erzrücken — wie man sie mit einem wenig präcisirten Localnamen bezeichnet — als wahre Gänge und als mit den Glücksbrunn-Schweinaer und Riechelsdorfer Kobaltrücken zu einer und derselben relativ jugendlichen Gangformation gehörig.

Es ist nunmehr noch der Entstehung der Gangfüllung und der Lager zu gedenken. Bei den Spalten tritt die mechanische Füllung durch Trümmer und Zerreibungsproducte des Nebengesteins hinter der chemischen Füllung durch secundär gebildete Mineralmassen zurück. — Die Kupfer-, Nickel-, Kobalt-, Wismuth- und Antimon-Erze und vielleicht auch der Schwerspath der Gänge stammen wohl sicher zum überwiegendsten Theil aus den unteren, zum geringsten aus den mittleren Gliedern der Zechsteinformation, in deren Gesteinen die Elemente derselben bereits in denselben Verbindungen als geschwefelte Erze vorhanden sind.

Dafür spricht vor Allem die besondere Anhäufung der Erze innerhalb desjenigen Theiles der Spalte, welcher die erwähnten Formationsglieder trennt, während dieselbe schon im Mittleren Zechstein nachlässt und dann einerseits im Oberen Zechstein und Buntsandstein, andererseits im Culm bald gänzlich verschwindet. Dafür spricht ferner die besondere Anreicherung der Schichten des Unteren Zechstein in der Nachbarschaft der Gänge mit feinvertheilten Partikelchen und die Durchtrümerung derselben mit grösseren und kleineren Mitteln der erwähnten Erze. Die in das Gestein eindringenden und stagnirenden oder wenigstens nur

sehr schwach bewegten Wasser lösten die feinvertheilten Erze, führten sie auf den feinen Absonderungsklüften den Hauptspalten zu und setzten sie in denselben resp. ihrer Nachbarschaft wieder ab, indem das reichlich vorhandene Bitumen der Kupferschiefer- und Zechsteinschichten die Regenerirung der Auslaugungsproducte zu Schwefelmetallen beförderte. Die Durchtränkung des Gesteins in der Nähe der Spalten mit relativ concentrirten Lösungen bewirkte die Anreicherung der Sedimente in der Nachbarschaft derselben mit feinvertheilten Erzpartikelchen. Später wurden dann einzelne Theile der Erzablagerung, namentlich die nahe dem Ausgehenden gelegenen in oxydische Erze etc. umgesetzt. Der zweite für die Entwickelung der dortigen Lagerstätten wichtige Vorgang, die Bildung der Eisenerze, hat vielleicht schon gleichzeitig begonnen, doch liegt wohl die Hauptzeit der Eisenerzbildung nach derjenigen der geschwefelten Kupfererze. Schwächere Wiederholungen der letzteren reichen freilich noch weit in die Zeit der Eisenerzbildung hinein. Die eisenhaltigen Lösungen entnahmen ihren Metallgehalt wohl vorzugsweise den eisenschüssigen, rothen Letten des Oberen Zechstein und vielleicht auch des Buntsandstein. Die auf den Gangspalten und Klüften niedersinkenden Lösungen gelangten durch Diffusion in das die Gangwände bildende Gebirge und tauschten hier an geeigneten Stellen ihr kohlensaures Eisenoxydul gegen kohlensauren Kalk aus und wandelten so den Zechstein auf grössere oder geringere Entfernung von den Spalten aus in Spatheisenstein um, der sich besonders in geringen Teufen alsbald oder später mehr oder minder vollständig in Brauneisenstein verwandelte.

8. Geschichtliches, Gewinnung und Statistik.

Die geringe Teufe unter Tage, in welcher die Kamsdorfer Erzablagerung sich befindet, hat von jeher die Aufsuchung und Ausgewinnung derselben unterstützt, während die durch langjährige Erfahrung erkannte Gesetzmässigkeit in der Verbreitung und Anordnung der Lagerstätten das Fündigwerden erleichterte. Dazu vereinigen sich als eine nicht zu unterschätzende Reihe von Momenten, welche eine gedeihliche Entwicklung dieses altehr-

würdigen Bergbaues ermöglicht haben und auch die weitere Zukunft desselben sichern: Gute Beschaffenheit und Reichhaltigkeit der Erze bei genügender Mächtigkeit, leichte Gewinnbarkeit, Standhaftigkeit des die Lagerstätten begleitenden Gebirges, Möglichkeit einer einfachen und billigen Wasserhaltung und Wetterführung in Folge der beträchtlichen Höhenunterschiede der Oberfläche des Lagerstättengebietes.

Dennoch hat der Kamsdorfer Bergbau nicht allzeit in Blüthe gestanden, ja er ist sogar zeitweilig zum Erliegen gekommen. Der Grund dafür lag — wie wir den Spengler'schen Ausführungen über die geschichtliche Entwicklung des dortigen Bergbaues entnehmen — theils in der politischen Zerstückelung des Lagerstätten-Gebietes, theils in der Leichtigkeit des Fündigwerdens, wodurch das Bergwerkseigenthum in viele für einen rationellen und nachhaltigen Betrieb zu kleine Theile zersplittert wurde.

Mittellose Eigenlöhner eröffneten kleine Betriebe, für welche, falls sie nicht gleich ergiebig waren, Gewerkschaften durch Zubussboten oder Kuxkränzler zusammengebracht wurden, indem diese mit den vom Bergamte ausgefertigten Aufständen (Gruben-Beschreibungen) im In- und Auslande herumreisten und das Werbegeschäft mit mehr oder weniger Erfolg betrieben.

Sagten sich die Gewerken in schlechten Zeiten, des Zubussezahlens müde, los, so wiederholte sich der geschilderte Vorgang. Erst als man in der Mitte des 18. Jahrhunderts sich zu gemeinschaftlicher Anlage zweier noch heute zur Wasserlosung dienender grosser Stolln (Neuhoffnungs-Stolln und Treuer Gewerken-Verbindlichkeits-Stolln) vereinigte, nahm der Bergbau bedeutenderen Aufschwung. Eine Vorstellung von der einstigen Zersplitterung des Bergbaues gewährt die Zahl der vorhandenen Stolln und Schächte. Zur Aufschliessung eines Gebietes von nur circa 8 Kilometer Länge und 1,2 Kilometer flacher Teufe dienten über 90 Schächte, 12 Stolln und zahlreiche Tagesstrecken.

Bereits im Jahre 1295 soll bei Saalfeld, 1306 bei Könitz Bergbau auf Kupfererze betrieben sein. Bei Kamsdorf dagegen soll der Bergbau auf Kupfererze im 16., auf Eisenstein in der Mitte des 18. Jahrhunderts begonnen haben.

Geschriebene Nachrichten über die geförderten Mengen gehen bis in's Jahr 1685 zurück.

Im Jahre 1700 sollen »Hunderte von Bergleuten« bei Könitz angefahren sein. Später, von 1730 an, trat ein Niedergang und die oben geschilderte Zerstückelung des Bergwerksbesitzes ein.

Nachdem die $^1/_5$ Quadratmeile grosse Enklave Kamsdorf 1815 von Sachsen an Preussen abgetreten war, führten längere Verhandlungen von 1818 und 1819 zu einer Vereinigung der kleinen Gewerkschaften in den »oberen und unteren Revieren«, aus welchen durch Consolidation 1836 die »Vereinigten Reviere« entstanden. Durch spätere Nach-Verleihungen erweiterte diese Gewerkschaft ihr Feld bis zu seiner heutigen Grösse von 888 530 Quadratmeter (incl. Friedrich Wilhelm). Eine Vorstellung über die Entwicklung des Bergbaues bis zu seinem völligen Erliegen im Jahre 1867 ermöglichen folgende Angaben [1]):

Von 1715 bis 1815 wurden (unter Sächsischer Herrschaft) in Summa 559 000 to. Eisenstein gefördert. Von 1816 bis 1867 wurden (unter Preussischer Herrschaft) in Summa 814 000 to. Eisenstein gefördert.

Im Jahre 1857 erreichte man die grösste Jahresförderung von 108 371 hl. Eisenstein (1 to = 2,25 hl.); von dieser Zeit ab ging die Production bis zum Jahre 1867 immer mehr zurück und erlag schliesslich trotz der Qualität der Erze mitsammt ihren bisherigen Abnehmern, den Eisenhütten des Thüringer Waldes (im Sormitz-, Loquitz-, Schwarzathal, bei Suhl und Schmalkalden) mangels einer Eisenbahn-Verbindung der erdrückenden Concurrenz westphälischen und schlesischen Walzeisens, welches das bisherige Absatzgebiet der Thüringischen Hütten eroberte.

Eine ähnliche Entwickelung nahm die Kupfererzproduction. Von 1715 bis 1815 wurden 120270 Centner im Werthe von 1 145 355 Mark, von 1816 bis 1867 dagegen 255 717 Centner im Werthe von 1 594 161 Mark gefördert.

Bis zum Jahre 1822 wurden dieselben auf der 4 Meilen entfernten Kupferhütte zu Steinau verschmolzen, dann aber im

---

[1]) Dieselben umfassen jedoch nicht das Nicht-Preussische Gebiet.

Wutschebachthal eine eigene Hütte gebaut, wo die silberhaltigen Fahlerze und Kupferkiese zu Rohstein und Rohspeise, bezw. zu Gaarkupfer verarbeitet wurden. Die hohen Verhüttungskosten, die niedrigen Kupferpreise und schliesslich der Umstand, dass die Haupt-Erz-Mittel erschöpft, neue aber nicht in genügender Menge aufgefunden wurden, führte zur definitiven Einstellung der Kupfererzgewinnung.

Die einst so lohnende Kobaltgewinnung hat schon viel früher aufgehört. Seitdem das Ultramarin die Verwendung der Kobalterze zur Darstellung der Smalte beschränkt hat, findet kaum noch Gewinnung statt.

Es wurden vom Jahre 1816 an in der Enklave gefördert 3260 Centner Kobalterze im Werthe von 39489 Mark.

Zu Sächsischen Zeiten durften dieselben nur unter der Bedingung gewonnen werden, dass sie gegen geringe Taxe an die Schneeberger Blaufarbenwerke abgeliefert würden. Sie wurden in Folge dessen heimlich zu höheren Preisen an die Thüringer Farbenwerke verkauft. Bei Preussischer Verwaltung wurde der Kobaltverkauf freigegeben.

Lag sonach im Jahre 1868 der gesammte Kamsdorfer Bergbau in Fristen, so entstand doch bald durch 2 Umstände eine neue Zeit der Blüthe. Zunächst kaufte die Baierische Actien-Gesellschaft »Maximilianshütte« die einzelnen Kuxscheine der »Vereinigten Reviere«, dazu die anstossenden Grubenfelder Oberwellenborner Erbbeleihung (Sachsen-Meiningisch) und Fürst Blücher mit Igritzschacht (Schwarzburg-Rudolstädtisch), die nunmehr alle unter einheitliche Verwaltung kamen. Dann aber ermöglichte der 1872 vollendete Bau der Bahnlinie Gera-Saalfeld-Eichicht die gleichzeitige Anlage einer eigenen grossen Eisenhütte zu Unterwellenborn, welche zunächst mit 2 Hochöfen (deren jeder jährlich 200000 hl. Eisenstein durchsetzt) angelegt, bereits 1878 durch eine Bessemerhütte und 1880 durch ein Blockwalzwerk, 1882 durch einen dritten Hochofen vergrössert werden konnte.

Ausser dem wie erwähnt erweiterten Besitz der Maximilianshütte bestehen gegenwärtig im weiteren Gebiet der Umgegend von Kamsdorf noch folgende z. Th. bei weitem unbedeutendere,

selbstständige Verleihungen: 1. Treue Freundschaft (Besitzer: BORSIG und Maxhütte, je zur Hälfte; nicht im Betrieb). 2. Königszeche (Besitzer: HARTMANN, Belegschaft 2 Mann). 3. Fortuna-Osterlamm am Rothen Berge (Bezitzerin: Königin-Marienhütte bei Zwickau, Belegschaft 8 Mann) und 4. Die Könitzer Reviere (Besitzer: $^2/_3$ BORSIG, $^1/_3$ Marienhütte. Förderung in 1885: 100000 hl. Eisenstein bei 70 Mann Belegschaft).

Die Förderung der Gruben der Maxhütte (»Vereinigte Reviere« und »Oberwellenborner Erbbeleihung«) betrug:

1871	1 584	Hectoliter	Eisenerze
1872	134 108	»	»
1873	189 744	»	»
1874	250 740	»	»
1875	348 956	»	»
1876	271 936	»	»
1877	291 465	»	»
1878	318 041	»	»
1879	349 801	»	»
1880	338 401	»	»
1881	371 438	»	»
1882	389 578	»	»
1883	357 932	»	»
1884	313 652	»	»
1885	310 984	»	»
1886	271 000	»	»

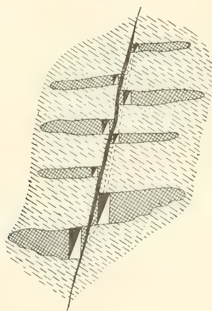
Bei der zuletzt angegebenen Förderung betrug die Belegschaft 189 Mann, von denen jeder pro Jahr 281,5 achtstündige Schichten verfuhr und bei einer jährlichen Durchschnittsleistung von 1426,5 hl. 721,19 Mark verdiente.

Die Production der Unterwellenborner Hütte betrug im Jahre 1886: 20000 to. Roheisen, davon wurden 12000 to. zu Stahl umgewandelt und ergaben 10200 to. Bessemerstahl. Die übrigen 8000 to. waren vorwiegend Spiegeleisen.

Der bergbauliche Betrieb ist bei der geschilderten Natur der Eisenerz-Lagerstätten überaus einfach. Von den Schächten und

Stolln aus erfolgt die Ausrichtung der an die Gänge und Klüfte gebundenen Eisensteinlager durch streichende und schwebende Strecken, welche auf der unteren Grenze des unteren Eisensteinlagers getrieben werden, wobei das obere Schieferflötz zum Anhalten dient. Dann fährt man in der Regel sowohl im oberen als im unteren Lager längs der Gangkluft 3 bis 4 Meter breite, die ganze Lagermächtigkeit hohe Vorrichtungsstrecken auf, die fernerhin zur Förderung dienen. Von ihnen aus wird ein unregelmässiger Pfeilerbau durch seitliche Aushiebe von 4 Meter Breite, welche circa 15—20 Meter breite Pfeiler zwischen sich lassen, eingeleitet; die letzteren werden dann von der Hauptstrecke aus in ihrer ganzen Breite strosselweise abgebaut. Die ausgewonnenen Räume werden durch trockene Mauerpfeiler, und wo Berge fehlen, durch stehengelassene Erzpfeiler gestützt. Beim unteren Eisensteinlager wird das im unmittelbaren Hangenden befindliche obere Schieferflötz mit hereingenommen. Wo das obere Lager in mehrere, durch taube Lagen getrennte Bänke zerfällt, werden

Fig. 3.



diese in einzelnen Zwischensohlen, die durch Rolllöcher mit einander verbunden sind, vorgerichtet und abgebaut. (Siehe Textfigur 3.)

Die Schacht-Förderung geschieht z. Th. noch mittels Haspel, z. Th. durch Locomobilen oder kleine stationäre Fördermaschinen

(Himmelfahrt, Peltzer, Alte Vorsorge Gottes, Maffei, Herzog Georg, Greif). Die Wasserhaltung erfolgt durch die vorerwähnten beiden Stolln; nur wo der Bau unter deren Sohle heruntergegangen ist, heben 5 Rittingersätze von 18 resp. 25 Centimeter Plungerdurchmesser das Wasser zur Stollnsohle.

Inhalt.

Oxford in Ostpreussen.

(Vorläufige Mittheilung.)

Von Herrn **A. Jentzsch** in Königsberg in Pr.

Mit einer eingehenden Bearbeitung der sehr versteinerungsreichen Jurageschiebe Ost- und Westpreussens beschäftigt, möchte ich vorläufig als ein Ergebniss von allgemeinerem Interesse den Nachweis gewisser Stufen hervorheben, welche bisher in unseren Gegenden nicht bekannt waren. Man ist gewöhnt, den grössten Theil der norddeutschen Jurageschiebe »von Popiläny und den Odermündungen« abzuleiten. Dies ist indess nicht ganz berechtigt, da beide Gebiete gewisse Unterschiede aufweisen, welche in den Geschieben in gleicher Weise wiederkehren. Einer der auffälligsten Unterschiede besteht in der Häufigkeit der *Ammonites-Lamberti*-Gesteine im Osten und ihrer Seltenheit im Westen. Während diese Gesteine bei Berlin als »sehr selten« bezeichnet werden, bilden sie einen Hmunttheil der Jurageschiebe im nördlichen Ostpreussen. Im altglacialen Geschiebemergel der nächsten Umgebung Königsbergs und den aus dessen Aufbereitung entstandenen, z. Th. interglacialen Diluvialgranden sind seit altersher zahlreiche Jurageschiebe gefunden; im ganzen nördlichen Ostpreussen sind sie verhältnissmässig häufig; im südlichen Ostpreussen und in Westpreussen sind sie selten und die wenigen von dort mit sicherer Fundortsangabe vorliegenden Stücke weichen z. Th. von den ostpreussischen ab; weiter westlich wird Jura häufiger, und ist nach meiner Schätzung in der Mark sogar entschieden

häufiger als in Ostpreussen. Es bestehen also 2 Maxima der Verbreitungshäufigkeit: in der Mark und im nördlichen Ostpreussen; beide trotz aller Aehnlichkeit durch gewisse Eigenthümlichkeiten geschieden; das erstere auf die Odermündungen und benachbarte Theile der Ostsee, das letztere auf Popiläny hinweisend. Der Nordrand des letzteren Gebietes ist bestimmt durch die bekannten Jura-Aufschlüsse von Popiläny und Niegranden, und durch die nördlich davon zu Tage tretenden Zechstein- und Devonschichten. Der Südrand des Ursprungsgebietes wird durch diejenige Linie bezeichnet, welche auf meiner Uebersichtskarte »der Untergrund des norddeutschen Flachlandes [1])« den Nordrand des Kreidegebietes darstellt. Die dort von mir gezogene Grenze des muthmaasslichen Kreidegebietes gilt — soweit Ost- und Westpreussen in Betracht kommen — noch heute, obwohl ich in den verflossenen 8 Jahren wiederum zahlreiche neue Aufschlüsse des Untergrundes nachweisen konnte. Allein in Ostpreussen von der Linie Pillau-Gumbinnen nordwärts bis zum Memelstrom sind nunmehr an 23 Punkten vortertiäre Schichten erreicht, und allerorten erwiesen sich dieselben als obere Kreide, nämlich als Mucronaten-Schichten, Mamillaten-Schichten und (bezw. oder) Emscher (Zone des *Ammonites Margae*). So ist kaum Aussicht vorhanden, in dem Raume zwischen Pregel und Memelstrom Jura unmittelbar unter Diluvium zu treffen, ganz abgesehen davon, dass im westlichen Theile dieses Gebietes (dem Westsamland) Diluvium und Kreide noch durch Miocän und Oligocän getrennt werden. Die Kreide ist in Königsberg mit 200 Meter, in Tilsit mit 124 Meter Mächtigkeit nicht durchsunken, dürfte mithin auch nördlich des Memelstromes bezw. der bisher nördlichsten Punkte (die durch ihr Elchwild bekannte Oberförsterei Ibenhorst, Tilsit, und Neuhof bei Ragnit) noch ziemlich weit in solcher Mächtigkeit fortsetzen, dass ihr Liegendes — der Jura — nur ausnahmsweise dem diluvialen Eisstrome zugänglich werden konnte. Versprengte Reste einer dünnen Kreidedecke finden sich bekanntlich noch dicht neben dem Jura von Niegranden. Zu Purmallen bei Memel ist Jura zwar erbohrt, aber nur unvollständig entwickelt

[1]) Schriften d. physik.-ökon. Gesellsch. zu Königsberg 1881. Taf. I.

und durch Grünsande vom Diluvium getrennt. So dürfen wir mit Recht vermuthen, dass zwischen Purmallen und Ibenhorst ein Juraband an das Diluvium herantritt, vielleicht in der Gegend des kurischen Haffes den Untergrund der Diluvialschichten bildet und nach Westen in der Ostsee fortsetzt. So entstammen also unsere ostpreussischen Jurageschiebe einem verhältnissmässig beschränkten Gebiet: dem nördlichsten Ostpreussen und den benachbarten Theilen der Ostsee und Russlands. Der Jura von Popiläny, den wir mit dem ostpreussischen unter dem Namen des »littauischen« zusammenfassen können, kann nunmehr an der Hand der Geschiebe Ostpreussens studirt und ergänzt werden.

Oxford war bisher in Ostpreussen nicht bekannt. Zwar stellte BERENDT[1]) die zu Purmallen bei Memel in 76—95 Meter Tiefe durchbohrten Schichten zum Oxford. Er gebraucht aber hier dieses Wort sichtlich in dem weiteren, namentlich in England eingebürgerten, u. A. auch durch v. SEEBACH befürworteten Sinne, welcher das Kelloway mit umfasst, und nicht in dem jetzt üblichen bestimmteren Sinne OPPEL's. Denn die Purmallener Schichten entsprechen, wie ich gleichzeitig nachwies[2]), den unteren Schichten des Jura von Popiläny, sowie den bekannten norddeutschen Diluvialgeschieben mit *Astarte pulla* A. ROEMER, *Rhynchonella varians* SOW. u. s. w., mithin dem Mittleren (und Unteren) Kelloway, bezw. in ihren tiefsten Theilen vielleicht noch einem Theile des Bath. Wenn neuerdings SIEMIRADZKI[3]) die *Rhynchonella varians*-Schichten von Popiläny ohne Weiteres als Bath erklärt, so ist zu entgegnen, dass der allergrösste Theil unserer *Rhynchonella*-Geschiebe Ammoniten enthält, und dass jeder bestimmbare in Ostpreussen mit *Rhynchonella varians* SOW. im selben Stück gefundene Cephalopod (deren Hunderte vorliegen) sich als eine typische Form des Mittleren oder Unteren Kelloway zu erkennen gegeben hat. Ich fand darin:

Cosmoceras Castor REIN. sp.,
» *Gulielmi* SOW. sp.,
» *Galilaeii* OPPEL sp.,

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1876, S. 775.
[2]) Schriften d. physik.-ökon. Ges. 1876, S. 164 u. 1877, S. 252.
[3]) Neues Jahrb. f. Mineralogie 1888, Bd. II, S. 256.

Stephanoceras coronatum Brug. sp.,
Perisphinctes mosquensis Fischer sp.,
» *convolutus* Quenst. sp.
Cadoceras Tschefkini d'Orb. sp.,
» *Elatmae* Nik.,
Belemnites Calloviensis Oppel,

sowie als Einzelfunde in gleichem Gestein:
Perisphinctes Vischniakoffi Teiss.,
» *rjasanensis* Teiss.

Diese Arten sind fast sämmtlich typisch für Mittleres Kelloway (Zone des *A. anceps*). Nur die an Menge ganz zurücktretenden *Cosmoceras Galilaeii* und *Cadoceras Elatmae* sind, wie einzelne Gastropoden, z. B. die schöne *Purpurina serrata* Quenst. sp., anderwärts bezeichnend für Macrocephalen-Schichten, also für Unteres Kelloway.

Wir haben mithin nach wie vor das *Rhynchonella varians*-Gestein Ostpreussens als Vertreter des Mittleren und eines Theiles des Unteren Kelloway zu betrachten. Dass verschiedene, besonders an Lamellibranchiaten reiche Dogger-Geschiebe, vielleicht auch einzelne *Rhynchonella varians*-Geschiebe, welche bisher keine Ammoniten geliefert haben, dem Bathonien angehören, ist zwar sehr wahrscheinlich, bedarf aber noch weiterer Untersuchung.

Neben den genannten Ammoniten enthält unser *Rhynchonella*-Gestein die meisten der von Grewingk aus dessen unterer Abtheilung von Popiläny genannten Mollusken, Würmer und Echinodermen, sowie häufig Nadelhölzer. Doch sind Grewingk's Bestimmungen theilweise zu ändern. Insbesondere ist aus dessen Verzeichniss »*Waldheimia impressa* Buch« zu streichen, obwohl schon v. Buch selbst in seinen »Beiträgen zur Bestimmung der Gebirgsformationen in Russland«[1]) diese Art sehr bestimmt von Popiläny erwähnt. Das Vorkommen derselben im Mittleren Kelloway würde — zumal sie nach Grewingk dessen oberen Schichten fehlt! — eine höchst auffällige Unregelmässigkeit sein. Die mir aus dem *Rhynchonella*-Gestein vorliegenden Waldheimien

[1]) 1835. Gesammelte Schriften. Bd. IV, S. 623.

gehören indess durchweg abweichenden Arten an, deren häufigste der bei Balin vorkommenden *W. amygdalina* Süss nahe steht.

Unsere Liste hat viel Aehnlichkeit mit dem von Nikitin [1]) gegebenen Verzeichniss einer Sammlung von Popiläny. Es sind theils dieselben, theils stellvertretende Arten, welche Nikitin von dort als Unteres und Mittleres Kelloway anführt. Nur sehen wir bei uns die Vermischung beider Stufen.

Scharf getrennt dagegen finden wir das »Obere Kelloway«, die »Zone des *Peltoceras athleta*« in dem durch F. Roemer beschriebenen »dunkeln thonig-kalkigen Gestein mit *Ammonites ornatus* und *Ammonites Lamberti*«. Letztere Ammonitenart, welche neuerdings zu der Gattung *Quenstedticeras* erhoben ist, kommt darin in den meisten der von Nikitin beschriebenen Formen: *Qu. Lamberti* Sow. sp., *Qu. Leachi* Sow. sp., *Qu. Mariae* d'Orb. sp., *Qu. vertumnum* Leck. sp., *Qu. Rybinskianum* Nik., *Qu. Mologae* Nik. vor. Von *Cosmoceras* sind besonders *C. ornatum* Schloth. sp., *C. Pollux* Rein. sp., *C. Dunkani* Sow. sp. und *C. aculeatum* Eichw. sp. bezeichnend; auch findet sich *Peltoceras athletoides* Lahusen, *P. annulare annulosum* Quenst. sp., *Perisphinctes Orion* Oppel sp., *Belemnites hastatus* (Blainv.) d'Orb.

Der Abschnitt ist völlig scharf; und nie ist in Ostpreussen ein *Quenstedticeras* neben *Rhynchonella varians* im selben Gestein gefunden.

Mit diesem Abschnitt tritt zugleich ein Facieswechsel ein. Während in den Geschieben des Mittel-Kelloway die Ammoniten nur $^1/_5$ bis 17 pCt., im Mittel kaum 3 pCt. der Individuen bilden, bestehen im Oberen Kelloway mehr als die Hälfte aller Individuen — oft die Gesammtzahl eines Geschiebes — aus Ammoniten. Daneben finden sich Coniferenhölzer, *Cerithium echinatum* Buch, *Dentalium filicauda* Quenst., *Isocardia corculum* Eichw. und viele andere Gastropoden und Lamellibranchiaten, von denen einige bereits durch Grewingk von Popiläny aufgeführt sind.

Von höheren Schichten ist bei Popiläny nur noch Unteres Oxford angedeutet. Bereits d'Orbigny [2]) führt von dort *Ammo-*

[1]) Neues Jahrb. f. Mineralogie 1886, Bd. II, S. 229.

[2]) Murchison, Verneuil, Kayserling, Geol. de la Russie. Vol. II. 1845. p. 434.

nites cordatus Sow. an, ebenso Eichwald [1]) von Popiläny und Niegranden; Grewingk [2]) erwähnt denselben merkwürdiger Weise nicht, ebensowenig Siemiradzki; dagegen hat ihn Nikitin in den beiden Formen *Cardioceras cordatum* Sow. sp. und *C. tenuicostatum* Nik.

Weiter war über das Oxford dieser Gegend nichts bekannt. Und da bekanntlich anderwärts *C. cordatum* häufig mit *Quenstedticeras Lamberti* vergesellschaftet vorkommt, konnte man auch für Littauen an eine solche Verbindung denken. Dames [3]) war daher vollkommen berechtigt, die bei Berlin sehr seltenen *Lamberti*-Geschiebe als = Oberes Kelloway + Oxford zu bezeichnen; und F. Roemer [4]), welcher einen mit *A. cordatus* erfüllten Block von Posen erwähnt, sagt: kommt *A. cordatus* wirklich in denselben Geschieben mit *A. ornatus* und *A. Lamberti* vor, so würde (ausser dem Obersten Kelloway) auch das Niveau der Unteren Oxford-Schichten, d. i. Oppel's Zone des *Ammonites biarmatus* in dem Gesteine der *Lamberti*-Geschiebe begriffen sein.

An der Hand unseres reichlicheren Materials können wir nun sagen, dass dies nicht der Fall ist. Zwischen Hunderten von *Quenstedticeras*-Stücken habe ich nicht einen einzigen *Amm. cordatus* beobachtet. Wohl aber ist letzterer in verschiedenen Formen und in verschiedenen Gesteinen bei uns gefunden. Die dicke, knotige, als *Cardioceras vertebrale* Sow. sp. bezeichnete Form liegt in einem sehr eisenreichen Gestein.

In einem dem *Lamberti*-Gestein ähnlichen, doch etwas helleren Gestein liegen *C. vertebrale* Sow. sp., *C. cordatum* Sow. sp., *C. tenuicostatum* Nik., *C. excavatum* Sow. sp., *Harpoceras* sp. und spärliche Gastropoden und Lamellibranchiaten, welche an Individuenzahl völlig zurücktreten.

Wir müssen hiernach diese Gesteine als Unteres Oxford, das *Lamberti*-Gestein als Oberstes Kelloway bezeichnen. Beide Stufen

---

[1]) *Lethaea Rossica.* Vol. II. Stuttgart 1868. p. 1075.

[2]) Geologie von Liv- und Kurland. Dorpat 1861.

[3]) Berendt u. Dames, Geognost. Beschreibung der Umgegend von Berlin. Berlin 1885. S. 109.

[4]) *Lethaea erratica.* Berlin 1885. S. 148.

(d. h. die Zonen des *Peltoceras athleta* und *Aspidoceras biarmatum*) sind also bei uns sehr wohl getrennt, haben aber gleichmässig den Charakter einer Ammonitenfacies. *Cosmoceras* und *Quenstedticeras* verschwinden in Ostpreussen gleichzeitig.

In einem ähnlichen Gestein liegt *Peltoceras Arduennense* d'Orb. sp. Gleichfalls zum Unteren Oxford ist ein dunkeler Kalk zu stellen, aus welchem Einzelfunde von *Harpoceras Erato* d'Orb. sp. und *Perisphinctes chloroolithicus* Gümbel sp. vorliegen, sowie ein feinkörniger, glimmerhaltiger, eisenschüssiger Sandstein mit *Perisphinctes Jeremejewi* Nik.

Es sind mithin im Unteren Oxford 4 Gesteine zu unterscheiden, welche — soweit das noch spärlich vorliegende Material zu beurtheilen gestattet — sich palaeontologisch charakterisiren lassen, wie z. B. auch F. Roemer in Oberschlesien das Untere Oxford in mehrere Stufen getrennt hat.

An die Grenze des Unteren und des Oberen Oxford stelle ich einen weissen, sehr feinkörnigen, bröcklichen Sandstein, welcher theils entkalkt und mit Steinkernen erfüllt, theils noch schwachkalkig ist und dann prächtig irisirende Schalen enthält. Er führt: *Perisphinctes Bolobonowi* Nik., *P. colubrinus* (Rein.) Qu. sp., *P. polygyratus* (Rein.) Qu. sp., *P.* aff. *crenatus* Qu. sp., *Collyrites bicordata* Leske sp., *Myoconcha Helmerseniana* d'Orb., *Goniomya literata* Sow., *Pecten, Dentalium, Serpula* und verschiedene schlecht erhaltene Lamellibranchiaten und Gastropoden.

Ein mit mittelgrossen Sandkörnern erfüllter fester Kalkstein (bezw. Kalksandstein) von hellgrauer Farbe bildet das oberste Glied unserer Oxford - Ablagerungen. Ausser einem kleinen Stück vom Nassen Garten bei Königsberg liegt davon nur eine, aber metergrosse Platte von Warnicken im Samlande vor, welche über 600 Versteinerungen enthält, fast durchweg Lamellibranchiaten. Es ist eine wahre Lamellibranchiaten-Facies, in welcher ausser einer Anzahl Pecten-Arten namentlich *Modiola* nov. sp. vorherrscht, nächstdem *Gryphaea dilatata* Sow. in der grossen echten Form, *Perna* sp., *Lima decempunctata* A. Roem., *Lima costulata* A. Roem., *Gervillia aviculoides* Sow., *Pinna lanceolata* Sow., *Pholadomya canaliculata* A. Roem. Die

Ammoniten sind wieder — wie am Anfang der ostpreussischen Juraschichtenreihe — auf weniger als 3 pCt. der Individuenzahl herabgesunken, bezeichnen aber durch ihre Arten: *Cardioceras alternans* v. Buch sp., *Perisphinctes biplex* Sow. sp. und *Perisphinctes* aff. *crenatus* (Rein.) Quenst. sp. das Alter mit Sicherheit als Oberes Oxford. Auf ein gleiches Alter deutet, wenn auch mit weniger Entschiedenheit, der zweimal gefundene *Echinobrissus scutatus* Lam. sp. Ausserdem liegen noch 2 Gastropoden-Steinkerne und ein Stück Holz aus derselben Platte vor.

Das Vorkommen von Holz in fast allen Schichten hat unser Jura mit demjenigen Russlands und Polens gemein.

Durch die Auffindung des Unteren und Oberen Oxford in Ostpreussen wird die Verbreitungsgrenze dieser Stufe beträchtlich erweitert. Da alle Geschiebe von Punkten mindestens gleicher Polhöhe herstammen müssen, so reichte bei uns die Zone des *Cardioceras alternans* nordwärts bis Warnicken am Samländischen Nordstrande, d. h. bis 54⁰ 57′; der wenig ältere *Bolobonowi*-Sandstein bis Tilsit, d. h. bis 55⁰ 5′, und die untersten Schichten des Oxford, als deren Vertreter wir nunmehr das schon vor fast einem Menschenalter bei Niegranden gefundene *C. cordatum* aufzufassen haben, reichen demnach bis 56⁰ 30′ nördl. Br.

In Pommern sind meines Wissens Schichten gleichen Alters nicht bekannt, sondern nur jüngere und ältere Stufen (Lias bis Kelloway und Kimmeridge).

In der Provinz Posen habe ich [1]) Felsenkalk mit *Rhynchonella lacunosa* Schloth. und *Rh. Cracoviensis* Qu. sp., F. Roemer [2]) desgl. Thone mit *Harpoceras hecticum* Rein. sp. nachgewiesen. In den Zwischenraum zwischen diese beide Stufen würden unser ostpreussisches Oxford nebst Oberem Kelloway zu stellen sein.

---

[1]) Sitzungsber. d. physik.-ökon. Ges. Königsberg 1883, S. 41—45; vergl. auch Jentzsch, über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreussens. Sep. aus Schriften d. Naturf. Ges. zu Danzig. Bd. VII. Leipzig 1888.

[2]) 55. Jahresbericht d. Schles. Ges. f. vaterl. Cultur, f. d. Jahr 1877, S. 59. Breslau.

In Oberschlesien [1]) findet unser Oxford seine Vertreter in Roemer's Schichten mit der kleinen und grossen Form des *Ammonites cordatus*, und in Oppel's Darstellung des Krakauer Juras [2]) in dessen Zonen des *A. cordatus* und *A. transversarius*. Bei Czenstochau, dessen Jura kürzlich durch Bukowski [3]) beschrieben, begegnen wir den Ammoniten unseres Unteren Oxford sowohl in Bukowski's »Unterem Oxfordien« als in dessen »zweitem Glied der Oxfordstufe«; nur fehlen uns die nach Neumayr an südlichere Zonen gebundenen Oppelien, sowie die zahlreichen Spongien und Brachiopoden von Czenstochau. Dafür fehlt dort unser Alternans-Sandstein, der nach den Erfahrungen in Russland und Schwaben eine höhere Stufe anzeigt. Die dort besonders häufige Form *Perisphinctes promiscuus* Buk. ist unserem *P. Bolobonowi* sehr nahe verwandt [4]).

Grosse Aehnlichkeit besteht mit Russland, wo *C. alternans* für das Obere Oxford überall bezeichnend ist und nach Nikitin [5]) an der Petschora, bei Kostroma, Jaroslaw, Moskau und Samara vorkommt. In Schwaben entspricht unser Oxford dem Weissen α-β, bei Hannover den Heersumer und einem Theile der Florigemma-Schichten. Doch fehlen uns bis jetzt die zahlreichen Korallen und Schwämme, welche die hannöverschen, schwäbischen und polnischen Schichten erfüllen. Das Obere Oxford ist eben bei uns in einer sandreichen, wohl in ziemlich flachem Wasser abgelagerten Facies entwickelt, welche das Gedeihen der Cölenteraten wenig begünstigte. Von Bivalven sind zwar mehrere der oben angeführten weit verbreiteten Arten mit solchen Hannovers (namentlich der meist in ähnlicher Facies entwickelten Heersumer Schichten) und Schwabens übeinstimmend; aber eine ganze An-

---

[1]) F. Roemer, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870, S. 194—276.

[2]) Benecke, Geognost.-palaeontol. Beiträge. Bd. I. München 1866, S. 229.

[3]) Beiträge zur Palaeontologie Oesterreich-Ungarns. Bd. V. Wien 1887, S. 75—171, Taf. XXV—XXX.

[4]) Vergl. über die dortige Gliederung auch Tietze, die geognost. Verhältnisse der Gegend von Krakau. Sep. aus Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt, Bd. 37. Wien 1888, S. 23—40.

[5]) Neues Jahrb. f. Mineralogie 1886, Bd. II, S. 212—230.

zahl von Formen ist abweichend. *C. alternans* scheint auch im hannöverschen Jura zu fehlen, ebenso wie dort aus den nächst höheren Schichten Schlesiens und Posens *Rhynchonella lacunosa, Rh. Cracoviensis* und *Rh. trilobata* fehlen. Andererseits ist ein Zusammenhang unseres Oxford mit dem russischen, polnischen und oberschlesischen Jura, und durch diesen mit dem schwäbischen nicht zu verkennen, als deren nördliche Küstenfacies er erscheint. Unter diesen Umständen vermag ich für die von Neumayr[1]) angenommene »Westrussische Insel« weder für die Oxford- noch Kelloway-Zeit einen Platz zu finden. Ich meine, dass der littauische Jura vom Unteren Kelloway bis zum Oberen Oxford in offenem Zusammenhang mit dem russischen gestanden haben muss. Auch nach Süden ist die Verbindung mit dem Jura von Polen, Oberschlesien und Inowrazlaw als gesichert zu betrachten, da — abgesehen von der palaeontologischen Verwandtschaft — auch die Thatsache ins Gewicht fällt, dass die dazwischen liegende Gegend (Ostpreussen, ein Theil Westpreussens und ein grosser Theil Russisch-Polens) ein weites mit Kreide, Tertiär und Diluvium erfülltes Becken darstellt, in welchem nirgends vorjurassische Schichten zu Tage treten. Dagegen scheint, wie ich bereits anderwärts wiederholt hervorgehoben habe, in der Gegend des hinterpommerschen Rückens (oder in der Linie Leipzig-Berlin-Danzig) während der Oxfordzeit eine trennende Halbinsel, Insel oder Untiefe gelegen zu haben, wofür verschiedene Umstände sprechen.

Je tiefer wir in das Kelloway hinabsteigen, um so lebhafter werden die Anklänge an Norddeutschland, ohne dass diejenigen an Russland verschwinden. Das Kelloway ist eben unter allen Stufen des Juras die in Europa am gleichmässigsten entwickelte. Dennoch steht auch unser Oberes Kelloway durch das reichliche Vorkommen von *Quenstedticeras* und *Cosmoceras Pollux* dem russischen Jura besonders nahe. Im Mittleren Kelloway erinnert zwar die Gruppe des *Perisphinctes mosquensis (P. rjasanensis, P.*

[1]) Die geograph. Verbreitung der Juraformation. Sep. aus Denkschr. d. Akad. d. Wiss., mathem.-naturw. Klasse, Bd. L. Wien 1885.

Vischniakoffi, bezw. die durch Nikitin von Popiläny aufgeführten *P. mutatus* Trautsch. sp. und *P. submutatus* Nik.) wiederum an Russland; aber Nikitin hat ganz neuerdings [1]) die weite Verbreitung auch dieser Gruppe in Frankreich und Schwaben nachgewiesen. Andererseits konnte ich die in Russland verbreitete *Rhynchonella personata* Buch sp. zwischen mehr als 1000 untersuchten Exemplaren der echten *Rh. varians* nicht auffinden. Sollten, wie oben vermuthet, gewisse bis jetzt ammonitenfreie Geschiebe dem Bath entsprechen, so würde dessen Verbindung nur nach Westen und Süden gesucht werden können, da im Moskauer Becken diese Stufe bis jetzt völlig fehlt.

Die durch v. Seebach und zahlreiche Andere oft betonte innige Verbindung des Oxford und Kelloway bewährt sich auch in Ostpreussen und Littauen in dem Zusammenfallen der Verbreitungsgrenzen.

In gleicher Weise bestätigt sich auch hier die Angabe Neumayr's, dass die Transgression des Oberen Jura ihr höchstes Maass im Oxford erreicht habe. Bei der unzweifelhaft wirksam gewesenen Abrasion können die heutigen Verbreitungsgrenzen der einzelnen Stufen nicht in aller Schärfe deren ursprüngliche Verbreitung wiedergeben. Das Uebergreifen der einzelnen Stufen vermögen wir aber in dem Wechsel der Facies zu erkennen. Wenn wir nun in einer sichtlich zusammenhängenden Schichtenreihe in der Mitte eine thonige Cephalopodenfacies, am Anfang und Ende sandige Bilvalvenfacies finden, so dürfte kein Zweifel sein, dass die tiefste Einsenkung in der Mitte der Cephalopodenschichten, d. h. an der Wende vom obersten Kelloway zum Unteren Oxford stattgefunden hat.

Von einigem Interesse ist auch (im Gegensatz zu manchen anderen Juragebieten) die Schärfe, mit welcher sich bei uns die Hauptstufen trennen. Von den in Russland unterschiedenen Zonen ist einzig die unterste, das Untere Kelloway, mit der

---

[1]) Bull. de la Soc. Belg. de Géologie, de Palaeontologie et d'Hydrologie, T. III, p. 35. Bruxelles 1889. v. Siemiradski's Angabe des *Stephanoceras coronatum* Schloth. sp. von Popiläny wird ebendort zurückgewiesen.

nächstfolgenden vermengt; alle anderen sind, soweit bei uns vorhanden, scharf gesondert; das Untere Oxford wird sich sogar in mehrere Zonen zerlegen lassen.

Im Vergleich zu Hannover sind die Zonen des *A. cordatus* und *A. Lamberti* besser von einander, sowie vom Mittel-Kelloway gesondert, und die bei uns beobachtete Vermischung des Mittleren Kelloway mit Formen des Unteren findet dort ihr Gegenstück an der Porta, wo nach v. SEEBACH der Ornatenthon neben Mittel-Kelloway-Formen auch einzelne Macrocephalen-Nachzügler enthält, welche allerdings BRAUNS [1]) nicht wiedergefunden hat.

[1]) Der obere Jura.

Beiträge zur Kenntniss einiger hessischer Basalte.

Von Herrn **K. Oebbeke** in Erlangen.

(Hierzu Tafel IX und X.)

Die auf den Blättern Niederaula und Neukirchen vorkommenden jungeruptiven Gesteine wurden z. Th. schon früher kurz aufgeführt [1]). Im Folgenden sollen dieselben ihrer mineralogischen Zusammensetzung und ihrer Verbreitung nach soweit beschrieben werden, dass man sich ein vorläufiges Bild über die Natur dieser Gesteine machen kann. Weitere und ausführlichere Mittheilungen müssen bis zur Fertigstellung der genauen chemischen Untersuchung, sowohl dieser als auch der in den angrenzenden Gebieten auftretenden Gesteine verschoben werden.

Im Allgemeinen können wir die Gesteine als basaltische bezeichnen. Sie enthalten als wesentliche Bestandtheile Olivin, Augit und Feldspath, wenigstens z. Th., oder statt des letzteren oder auch gleichzeitig eine etwas schwächer als der Feldspath polarisirende und mit Salzsäure gelatinirende Substanz ohne deutliche Krystallumrisse, welche bis auf Weiteres als Nephelin oder eine nephelinähnliche Substanz angesehen wird. Glas, Magnetit, Glimmer und Apatit sind in wechselnden Mengen vorhanden. Für die Basalte

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1885, LII und für 1886, LVI.

der Rhön und Süd-Thüringen's hat Bücking [1]) eine Eintheilung entworfen, welche im Grossen und Ganzen auch auf die hier zu besprechenden hessischen Basalte Anwendung finden kann.

Auf den älteren geologischen Karten, z. B. derjenigen von A. Schwarzenberg und H. Reusse [2]), bildet das sogenannte Knüllgebirge [3]) ein zusammenhängendes basaltisches Massiv. Die Aufnahmen in diesem Gebiete haben nun aber gezeigt, dass diese Basaltmasse keineswegs ein so einheitliches Gebilde ist, sondern dass es in eine Reihe von einander getrennter, bald grösserer, bald kleinerer Kuppen, Gänge u. s. w. zerfällt. Die weite Verbreitung von Basalttrümmern und der bei der Verwitterung der Basalte entstehenden, thonigen Gebilde, das sogenannte basaltische Diluvium, machen die sichere Abgrenzung des anstehenden Gesteins oft sehr schwierig, ja stellenweise unmöglich. Auf die Verbreitung dieser Trümmermassen ist möglichst genau zu achten, denn in vielen Fällen dürften sie uns die ursprüngliche Lage von zerstörten Basaltdecken oder Basaltergüssen bezeichnen. Die oft über meterdicken Basaltbruchstücke auf nahezu horizontalen oder schwach geneigten Hochebenen, welche oft wahre Felsmeere bilden, müssen doch wohl als an ursprünglicher Lagerstätte befindlich, betrachtet werden. Das massenhafte Auftreten dieser

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1880, 149.

[2]) Geognostische Karte von Kurhessen und den angrenzenden Landen zwischen Taunus-, Harz- und Weser-Gebirge. Cassel 1853.

[3]) Bei Penck, Länderkunde von Europa. Das deutsche Reich 1886, 292 und 322 findet sich die Schreibweise Knyll, da mir diese unbekannt war, so ersuchte ich Herrn Oberförster Borgmann in Oberaula, einen der besten Kenner des Knüllgebirges, um Aufschluss über die richtige Schreibweise. Dieser hatte die Freundlichkeit, mir folgende Auskunft zu geben: »Die richtige und alte Schreibweise ist Knüll. In den mir bisher zu Gebot gestandenen Urkunden, welche allerdings nur bis zum Anfang des vorigen Jahrhunderts zurückreichen, liest man stets Knüll auch hier und da Knill (hier in Hessen wird von der Landbevölkerung das ü häufig wie i gesprochen). Landau, der bedeutendste Forscher der hessischen Geschichte, schreibt überall Knüll. — Knüll bedeutet Knollen — niedere Erhebung. — Unser Gebirge hat jedenfalls seinen Namen von dem bei Schwarzenborn belegenen »Knüllkopf.« Die Form der auf der dortigen Hochebene aufgesetzten sogenannten Erhebung ist, wie Ihnen bekannt, als ein knollenförmiger Auswuchs recht gut anzusehen.«

Trümmer an Berggehängen wird in vielen Fällen ebenfalls die Lage eines früheren Basaltergusses, dessen Unterlage durch die Länge der Zeit zerstört wurde, bezeichnen.

Die Vertheilung der Basalte steht in unserem Gebiet in engem Zusammenhange mit den Gebirgsstörungen. Auf diese Verhältnisse soll erst später, wenn die Untersuchungen auch in den benachbarten Gebieten abgeschlossen sind, eingegangen werden.

Von einer ausführlichen mikroskopischen Beschreibung der Gesteine und aller sie zusammensetzenden Mineralien wird ausdrücklich Abstand genommen.

I. Feldspathbasalte.

Gesteine, welche wesentlich aus Olivin, Augit und Plagioklas bestehen und welche mit Salzsäure behandelt in der gebildeten Gallerte keine Chlornatriumwürfel ausscheiden.

1. Krötenkopf, 1843 Fuss.

Dieser liegt im NO. des Eisen-Berges auf Blatt Niederaula. Auf der Westseite, nach dem Eisen-Berg zu und auf der Nordseite, hier mit Unterem Wellenkalk, liegt Röth, über diesem und dem Wellenkalk folgen, mit Ausnahme der Westseite (Sattel zwischen Eisen-Berg und Krötenkopf), weisse, tertiäre Sande und Thone mit Bohnerzen und einzelnen Braunkohlenresten. In früherer Zeit wurde ein lebhafter Bergbau auf Eisenerze betrieben. Neuerdings wurden wiederholt Schürfungen u. s. w. auf Braunkohle vorgenommen. An verschiedenen Stellen wurden Schächte eingetrieben, einer derselben, einschliesslich der Bohrungen im Schacht ungefähr 30 Meter tief (auf der Ostseite), ging erst durch Basalt, dann Sande und Thone, erreichte bei ungefähr 26 Meter schwarzen, etwas mulmigen Sand, dann Eisensteine, Letten und endlich festen Kalkstein. Die bisherigen Versuche haben ergeben, dass die Hoffnung, am Krötenkopf abbauwürdige Braunkohle zu finden, ziemlich aussichtslos ist. Die Thone sind dagegen in reichlicher Menge vorhanden und werden, in Folge ihrer ausgezeichneten

Beschaffenheit schon vielfach zu technischen Zwecken verwerthet. Versteinerungen sind in den Tertiärschichten nicht gefunden.

Ein dichtes, feinkörniges, dunkles Gestein, welches aus dem Schacht auf der Südostseite gefördert wurde und ein sehr frisches Aussehen hatte, zeigte u. d. M., in Bezug auf die Grössenverhältnisse keinen wesentlichen Unterschied zwischen den körnigen, farblosen oder in eine grünliche Substanz umgewandelten Olivineinsprenglingen und den Mineralien der Grundmasse. Die letztere besteht überwiegend aus Plagioklasleisten, dann aus grünlich-braunem, z. Th. idiomorphem Augit, von wechselnder Grösse und opakem Erz in Krystallen, Körnern und langgestreckten Formen. Lange prismatische, farblose Krystalle durchspicken die Feldspathmassen.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins ist nach Herrn Dr. H. Wolff folgende:

SiO_2	49,967
Al_2O_3	16,383
Fe_2O_3	3,615
FeO	6,756
CaO	8,945
MgO	7,503
Na_2O	3,218
K_2O	1,548
H_2O	2,178
Cl	0,056
	100,169
Spec. Gew. . .	2,84

NO. des Krötenkopfes wurde ein blasiges, graues, äusserlich röthliches Gestein beobachtet, welches in einer an braunem Glas reichen, z. Th. schwarz gekörnelten Grundmasse mit Plagioklasleisten, hellbräunlichen körnigen Augiten und Magnetitkörnern, gelbgerandete oder gelbe, idiomorphe oder corrodirte Olivine enthält. Die Hohlräume des Gesteins sind häufig mit weissen specksteinähnlichen Massen erfüllt. Qualitativ wurde in diesen nachgewiesen: SiO_2, Al_2O_3, MgO, Fe_2O_3, H_2O.

2. Eisen-Berg, Löscherhöfe.

Makro- wie mikroskopisch dem dichten Gestein vom Krötenkopf ähnlich sind Gesteine, welche sich westlich der ehemaligen Löscherhöfe in weiter Verbreitung auf dem Eisen-Berg finden, oft eine ansehnliche Grösse erreichen und, so gut es geht, aus den Wiesen gelesen und zur Begrenzung derselben benutzt werden. Die chemische Aehnlichkeit mit dem Krötenkopfgestein ergiebt sich aus folgender, von Herrn Dr. Wolff ausgeführten Analyse:

SiO_2	49,564
Al_2O_3	16,319
Fe_2O_3	3,691
FeO	6,971
CaO	8,825
MgO	7,495
Na_2O	2,905
K_2O	1,868
H_2O	2,362
Cl	0,068
	100,068
Spec. Gew. . .	2,88

3. Eisen-Berg, Nordseite.

Auf der Nordseite des Eisen-Berges, am Fussweg Löscherhof-Salzberg erscheint ein grauer, plattig abgesonderter Basalt, welcher sich in chemischer Beziehung den vorher genannten anschliesst. U. d. M. zeigt er ein etwas abweichendes Verhalten. Die mehr oder weniger gelblich oder bräunlich gefärbten Olivine sind durchaus allotriomorph und heben sich durch ihre Grösse gegenüber den viel kleineren, grünlichen, ebenfalls allotriomorphen Augiten der Grundmasse deutlich hervor. Den wesentlichsten Antheil an der Zusammensetzung der Grundmasse nehmen farblose, frische Feldspathleisten. Magnetit in Krystallen, Körnern oder langgestreckten Formen. Grössere, stark pleochroitische (farblos bis braunroth) Glimmerblättchen sind nicht selten.

Die chemische Zusammensetzung ist nach Herrn Dr. Wolff folgende:

SiO_2	50,219
M_2O_3	15,305
Fe_2O_3	4,870
FeO	6,535
CaO	8,717
MgO	7,129
No_2O	3,021
K_2O	1,678
H_2O	2,781
Cl	0,098
P_2O_5	0,536
	100,889

4. Eisen-Berg, Nordseite westlich des Steimelskopfes.

Ebenfalls auf der Nordseite des Eisen-Berges, zwischen Horizontale 1800 und 1860 der alten Kuchen'schen Generalstabskarte, dort wo der Steimelskopf sich in nordwestlicher Richtung vom eigentlichen Eisen-Berg abzweigt, steht ein dichtes, schwarzes Gestein an, welches u. d. M. idiomorphe Olivine in einer aus braunem Glas, kleinen Plagioklasleisten, kleinen Augiten und Magnetit bestehenden Grundmasse enthält.

5. Nöll, 1601 Fuss, 502 Meter[1]).

In südwestlicher Richtung zieht sich der Eisen-Berg hinüber auf Blatt Neukirchen. Der Nöll bei Oberaula ist gewissermaassen als sein südlichster Ausläufer anzusehen. Dieser wird in seinem oberen Theile aus typischem Feldspathbasalt und zwar vom makro- wie mikroskopischen Habitus des dichten Krötenkopfgesteins zusammengesetzt. Hier und da sind kleine, braune Glasfetzen zu beobachten. Da am Nöll dieser Feldspathbasalt besonders schön entwickelt und aufgeschlossen ist und am Krötenkopf und Eisen-Berg noch andere Gesteine auftreten, so wollen wir alle jene Vorkommen, welche sich in mikroskopischer Beziehung dem dichten

---

[1]) Dieses und die folgenden Vorkommen liegen auf Blatt Neukirchen.

Krötenkopfgestein und somit auch dem Nöllgestein ähnlich zusammengesetzt erweisen, als dem Nölltypus angehörig bezeichnen.

6. 7. Nöll, Hügel nordöstlich desselben.

Zwei kleine Hügel, welche sich in nordöstlicher Richtung an den Nöll reihen, bestehen gleichfalls aus Feldspathbasalt und zeigen, mit Ausnahme von einem etwas mehr vorgeschrittenen Verwitterungsstadium der Olivine, keinerlei abweichende Verhältnisse.

In nordwestlicher Richtung zieht sich vom Eisen-Berg eine breite, gangartige, nach Süden steil abfallende Basaltmasse, deren landschaftlich am meisten in die Augen fallenden Partieen von der Teufelskanzel und dem Frauenhaus gebildet werden. Die zwischen dieser und dem Eisen-Berg liegende schwache Einsenkung dürfte wohl ganz oder wenigstens zum grössten Theil von dem Unteren resp. Mittleren Keuper ausgefüllt sein.

8. Teufelskanzel.

Die hier auftretenden Gesteine sind bald grau, bald dunkel und dicht oder mehr oder weniger porös bis blasig. Sie zeigen im Allgemeinen, nur etwas feldspathreicher, den Nölltypus.

9. Teufelskanzel, W.

Westlich der Teufelskanzel, bei der Schneuse, finden sich röthliche, blasige Gesteine, äusserlich ähnlich denen des Krötenkopfes (2). U. d. M. erweisen sie sich als feldspathärmer und augit- und magnetitreicher als die erst erwähnten Gesteine von der Teufelskanzel. Die gelben bis braunen Olivine sind zum Theil idiomorph oder corrodirt und die Mineralien der Grundmasse kleiner und fluidal geordnet.

10. Frauenhaus.

Am Frauenhaus (Aussichtspunkt mit Bank) steht neben einem schön blasigen ein stellenweise dichter werdender Basalt an, welcher u. d. M. ganz ähnlich, aber frischer als der eben erwähnte ist. In beiden sind die Magnetite kleinkörnig, die langgestreckten Formen fehlen.

Auf der südöstlichen Seite des Knüllplateaus, nördlich von Olberode, liegt der Hohebaum (1786,1 Fuss, 562 Meter), von dem Plateau durch Mittleren Buntsandstein getrennt, ein nach Südosten

sich ziehender Fortsatz bildet die höchste Erhebung des Lotters-Berges bei Olberode, nach Südwesten erstreckt er sich gangförmig und erreicht sein Ende im Wickels-Berg (1503 Fuss), nördlich Asterode, ungefähr in der Mitte schwillt dieser südwestliche Fortsatz an und steht in Verbindung mit dem Basalt südöstlich Christerode.

11. Hohebaum, Lotters-Berg.

Das Gestein des Lotters-Berges ist makro- wie mikroskopisch typischer Feldspathbasalt vom Nöllhabitus. Die chemische Zusammensetzung ist nach Herrn Dr. Wolff folgende:

SiO_2	49,550
Al_2O_3 . . .	14,969
Fe_2O_3 . . .	4,782
FeO	6,904
CaO	8,569
MgO	7,356
Na_2O	3,465
K_2O	2,271
H_2O	2,094
	99,960

Spec. Gew. 2,91.

In diesem Basalt finden sich ausserordentlich häufig dunkelgrüne, specksteinähnlich aussehende Massen, vielfach durchspickt von Kalkspath, zum Theil Krystalle dieses Minerales ganz umschliessend. Auf der Grenze zwischen Basalt und der grünen Masse erscheinen nicht selten Chabasitkrystalle.

Nach den Untersuchungen des Herrn Dr. Wolff ist die grüne Substanz folgendermaassen zusammengesetzt:

SiO_2	40,844
Al_2O_3 . . .	11,641
Fe_2O_3 . . .	1,352
FeO	2,624
MgO	23,643
Na_2O . . .	1,886
K_2O	0,894
H_2O	17,081
	99,965

Diese grünen Massen, welche in chemischer Beziehung den Serpentinen nahe stehen, sind nichts weiter als die letzten Umwandlungsproducte von Olivinknollen. Zwischen den fast noch vollkommen frischen und den ganz zersetzten Knollen giebt es alle möglichen Uebergänge. Der Kalk der Carbonate und Chabasite dürfte wohl zum grössten Theil, wenn nicht ganz, dem Basalt entstammen. Aehnliche, aus Olivin und Olivinknollen entstandene Umwandlungsproducte untersuchten A. Leppla und A. Schwager aus dem Nephelinbasalt von Oberleinleiter[1]).

12. Hohebaum, NW.

Im N. des Hohebaum, etwas südlich der Stelle, wo der Weg Olberode-Schwarzenborn nach O. umbiegt, ist der Basalt hellgrau, ähnlich, wie gewisse Gesteine der Teufelskanzel, denen er auch in seiner mikroskopischen Beschaffenheit am nächsten steht.

13. Wickels-Berg.

Der Basalt des Wickels-Berges ist im Grossen und Ganzen so beschaffen, wie jener des Lotters-Berges, nur sind die Augite und Feldspäthe etwas kleiner und dadurch die mikroskopische Structur feinkörniger.

14. Hohebaum, SW.

In der Mitte zwischen Wickels-Berg und Hohebaum, am Wege Oberode-Hauptschwenda, sind die kleinen Augite der Grundmasse gern idiomorph ausgebildet, während die grösseren Augite und die Olivine nach wie vor allotriomorph sind.

15. Christerode, N.

Nördlich des Dorfes Christerode, westlich des Weges Christerode-Hauptschwenda zeigt der Basalt gleiches Aussehen, makro- und mikroskopisch, wie der des Wickels-Berges.

16. Christerode, O., Kuppe 1636 Fuss.

Eine kleine Kuppe im O. von Christerode besteht aus einem Basalt vom Nöllhabitus, nur sind die Olivine gelb gerandet oder ganz gelb gefärbt.

[1]) A. Leppla und A. Schwager: Der Nephelinbasalt von Oberleinleiter. Geognostische Jahreshefte von Baiern. I, 65, 1888.

17. Hauptschwenda, NO.

NO. Hauptschwenda, im Felde, liegen grosse Blöcke, welche u. d. M. wie die grauen Basalte von der Teufelskanzel zusammengesetzt sind.

18. Steinwald, 1524,8 Fuss, 480 Meter.

Im Steinwald, dem südwestlichen Ausläufer des Knüllplateaus, liegen ausser einer grösseren, zusammenhängenden Basaltmasse, welche, den Kamm des Berges bildend, sich bis in die Nähe von Christerode erstreckt, noch ein kleineres Vorkommen. Soweit die bisherigen Untersuchungen feststellen konnten, gehören beide zum Feldspathbasalt. Der Basalt von der Spitze erscheint u. d. M. etwas grobkörniger als der etwas weiter südwestlich auftretende, auch enthält er die Olivine, zum Theil gelb, idiomorph. Ersterer ähnelt mehr dem von der Teufelskanzel, letzterer mehr dem vom Wickels-Berg.

19. Eichwaldskopf, 1687 Fuss, 437 Meter.

Der Eichwaldskopf, NO. Neukirchen, östlich der Strasse Neukirchen-Seigertshausen, besteht aus einem Basalt, welcher unten, im Bruch nicht weit von der Strasse, als Einsprenglinge gelbe, zum Theil idiomorphe Olivine und gegenüber den vorher aufgeführten Basalten viele bräunlich-violette Augite enthält, die Grundmasse ist hier glasarm, während die des Basaltes der Kuppe (1687 Fuss, 437 Meter) reich an braunem Glas ist, in letzterem treten die idiomorphen Augiteinspringlinge gegen die idiomorphen Olivine stark zurück. In der Grundmasse sind die Plagioklasleisten weniger häufig als in dem ersterwähnten Basalt.

20. Kleiner Hügel, W. der Thonkuppe, NW. Neukirchen.

21. Angersbachsthal, Quelle, Südseite der Hoheschule.

Die Basalte dieser beiden Vorkommen zeigen ziemlich gleichmässig den Nölltypus.

22. Kirschenwald, 1697 Fuss, 533 Meter.

Von den genannten Basaltvorkommen räumlich ganz getrennt ist der Basalt des Kirschenwaldes, zwischen Hausen und Weissenborn. Er bildet einen stattlichen SO.-NW. streichenden Höhen-

rücken und ist ein typischer Feldspathbasalt und magnetitärmer als das Gestein vom Nöll.

Blicken wir auf die besprochenen Feldspathbasalte zurück, so sehen wir, dass dieselben verhältnissmässig wenig von einander abweichen. Als Einsprenglinge erscheinen vorherrschend Olivine, meist allotriomorph, seltener idiomorph, und die Mineralien der Grundmasse meist nicht sehr an Grösse überwiegend. Augite, fast stets allotriomorph, sind als Einsprenglinge viel seltener. Feldspäthe treten als Einsprenglinge nicht auf.

Den Charakter der Grundmasse bedingen die leistenförmigen Feldspäthe und das Mengenverhältniss dieses zu den Augiten und Magnetiten sowie das Auftreten einer braunen Glasmasse. Mit dem Erscheinen der letzteren steht im Zusammenhange Fluidalstructur und die idiomorphe Ausbildung der Mineralien; dass beide aber auch ohne sichtbare Anwesenheit von Glas auftreten können, braucht ja wohl nicht erwähnt zu werden.

II. Feldspathreiche Basanite.

Die im Folgenden erwähnten Basaltvorkommen unterscheiden sich auf den ersten Blick u. d. M. kaum von denjenigen, welche als typische Feldspathbasalte beschrieben wurden. In chemischer Beziehung zeigen sie aber ein abweichendes Verhalten, indem sie alle mit kalter Salzsäure behandelt in der gebildeten Lösung Chlornatriumwürfelchen ausscheiden. Die Menge der ausgeschiedenen Krystalle ist sehr wechselnd, selbst bei Proben von ein und demselben Handstück. Es erklärt sich dieses leicht aus der u. d. M. nachweisbar oft sehr unregelmässigen Vertheilung des durch Salzsäure zersetzbaren Minerals. Wo dieses mit Sicherheit nicht immer zu erkennen ist, wäre die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass die Anwesenheit eines in feinster Vertheilung vorhandenen, farblosen, durch Salzsäure zersetzbaren, natriumreichen Glases das Ausscheiden der Chlornatriumwürfelchen bedingt. Wir wollen alle Gesteine, welche aus Olivin, Feldspäthen, Augit und einem natriumreichen, schwach doppeltbrechenden Mineral bestehen, als feldspathreiche Basanite bezeichnen und diesen vorläufig auch die

zweifelhaften, bei denen ein solches Mineral nicht absolut sicher nachgewiesen wurde, welche aber in der Salzsäurelösung ebenfalls Chlornatriumwürfelchen erkennen lassen, beifügen (vergl. auch hierüber BÜCKING l. c. 164).

1. Steller's Kuppe.

Nordöstlich des Dorfes Reckerode (Blatt Niederaula) und nordwestlich der Försterei Mönches (Oberförsterei Hersfeld), welch' letztere an der Strasse Hersfeld-Reckerode liegt, erhebt sich die 1540,2 Fuss, 584 Meter hohe bewaldete Steller'skuppe. Nur der obere, kleinere Theil der Kuppe wird aus einem dunklen, basaltischen Gestein, welches durch Steinbruchbetrieb gewonnen wird, gebildet. Die Hauptmasse besteht aus Mittlerem Buntsandstein.

In dem feinkörnigen, dunklen Gestein erkennt man mit freiem Auge Olivin in Form kleiner Einsprenglinge und bald grösserer, bald kleinerer Knollen, sowie Einschlüsse verschiedener Gesteine.

U. d. M. unterscheidet man folgende Mineralien:

1) als Einsprenglinge Olivin sehr häufig, farblosen bis blassbräunlichen Augit und Plagioklas, letzteren selten;

2) die Grundmasse bildend: Blassgrünlich braunen Augit, Plagioklas in Leisten und Magnetit. Die Zwischenräume dieser sind vielfach ausgefüllt mit farbloser, schwach doppeltbrechender isotroper Masse und braunen Glasfetzen in wechselnder Menge. Hin und wieder beobachtet man auch opalähnliche Massen.

Die Mikrostructur ist nicht überall gleich. Im Allgemeinen sind die Plagioklas- und Augitkryställchen sehr klein, zuweilen werden aber erstere grösser und lassen dann die sonst nicht immer deutliche Zwillingsstreifung gut erkennen. Die Augite sind häufig zu sogenannten »Augitaugen« angehäuft. Die schwach doppeltbrechenden, farblosen Partieen sind im Gestein sehr unregelmässig vertheilt, sie gelatiniren mit kalter Salzsäure, und in der Lösung scheiden sich Würfel aus und nach Behandlung mit essigsaurem Uranyl bilden sich Tetraëder. Sie werden deshalb als Nephelin oder als ein nephelinähnliches Mineral gedeutet.

Die Augite und Feldspäthe betheiligen sich ungefähr in den gleichen Verhältnissen an der Zusammensetzung der Grundmasse, zuweilen überwiegen die Augite an Menge. Apatite bald mehr, bald weniger.

Farblose Krystallite durchspicken die Nephelinmassen und Feldspathanhäufungen.

Sämmtliche Gemengtheile sind fast vollkommen frisch.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist nach Herrn Dr. H. Wolff:

SiO_2	44,812
Al_2O_3	15,348
Fe_2O_3	3,370
FeO	6,685
CaO	9,832
MgO	12,769
Na_2O	3,030
K_2O	1,693
H_2O	2,126
Cl	0,156
P_2O_5	0,484
	100,305
Spec. Gew.	2,98

Ausserordentlich häufig sind in dem Gestein Olivinknollen anzutreffen. Die Grösse derselben ist sehr schwankend, von 1 Millimeter bis 15 Centimeter. Es wurde schon früher von Sandberger[1]) unter Anderen darauf aufmerksam gemacht, dass sich besonders die kleinen basaltischen Kuppen durch einen Reichthum an Olivinknollen auszeichnen. Die Frage, ob wir es mit Einschlüssen oder Ausscheidungen zuthun haben, soll hier nicht weiter behandelt werden. Es genüge, einige Beobachtungen mitzutheilen, welche sich auf die Zusammensetzung dieser Knollen und deren Aussehen u. d. M. be-

[1]) Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1886, 395; 1867, 172. Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt 1883, XXXIII, 52; Verhandlg. d. K. K. geol. Reichsanstalt 1884, No. 2, 17. — Becker, Zeitschr. d. geol. Ges. 1881, XXXIII, 31; 1885, XXXVII, 10. — Rosenbusch, Physiographie II, 716, 1887, hier auch weitere Literaturangaben.

schränken. Nach Abschluss der Arbeiten über die auf den Blättern Neukirchen und Schwarzenborn vorkommenden basaltischen Gesteine, wird sich Gelegenheit geben, die Natur dieser Olivinknollen eingehend zu besprechen.

Die Knollen zeigen, sofern sie nicht längere Zeit der Einwirkung der Atmosphärilien ausgesetzt waren, ein durchaus frisches Ansehen. Ebenso die sie zusammensetzenden Mineralien Olivin, Enstatit, grüner Augit (Chromdiopsid), Magnetit und Picotit. Flüssigkeitseinschlüsse führen die zwei ersten Mineralien, vor Allem der Olivin. Der Enstatit zeigt ausser der prismatischen eine deutliche, pinakoïdale Spaltbarkeit. Während die Olivine und Augite, welche als Einsprenglinge im Gestein erscheinen und zuweilen noch theilweis erhaltene Krystallumrisse besitzen, einheitlich zwischen gekreuzten Nicols auslöschen, zeigen die Mineralien der Knollen und, wie es scheint, vorzugsweise an den Berührungsstellen mit dem Basalt sehr häufig wellenförmige Auslöschung.

Um zu sehen, ob die Olivinknollen an den Berührungstellen mit dem Basalt Veränderungen erfahren haben, wurden von einem grösseren Stück vier Dünnschliffe angefertigt. Es zeigte sich nun, dass nicht die ganze Oberfläche der Knollen gleichmässig verändert war, sondern dass nur einzelne Partieen deutliche Umwandlungserscheinungen erkennen lassen, und zwar sowohl die Olivine wie die Enstatite. Letztere sind stellenweise randlich in ein Haufwerk von unter sich und der c-Axe des Enstatits parallel gestellter länglicher Körner umgewandelt (?), welche eine Auslöschung von ca. 35° besitzen und wohl als Augite gedeutet werden müssen (Tafel IX, Fig. 5). Enstatite, welche vollkommen von Olivin umgeben sind, zeigen dieselbe Erscheinung, und es ist deshalb wohl zweifelhaft, ob sie durch die Einwirkung des Basaltes entstanden ist. Vielleicht liegen hier ähnliche Verhältnisse vor, wie bei gewissen Orthoklasen und Mikroklinen. Die wahren optischen Eigenschaften offenbaren sich erst, wenn die resp. Mineralien in möglichst dünnen Blättchen untersucht werden können.

Obgleich nun schon eine Reihe von Abbildungen vorhanden sind, welche die Veränderungen der Olivinknollen u. s. w. im Basalt zur Anschauung bringen, so schien es doch von Interesse,

diese noch durch einige zu vermehren, welche auf photographischem Wege erhalten wurden. Mit Unterstützung dieser Bilder sind die im vorliegenden Falle beobachteten Erscheinungen im Folgenden kurz zusammenzufassen:

1. An manchen Stellen legt sich der Basalt um die Olivinknollen, ohne dass irgend welche Veränderungen wahrzunehmen sind. Die Olivine verhalten sich dem Basalt gegenüber wie die als Einsprenglinge in der Grundmasse auftretenden;

2. an anderen Stellen erscheint eine deutliche Contactzone, welche derjenigen, wie wir sie bei ächten Einschlüssen sehen, sehr ähnlich ist (Tafel IX, Fig. 1, 2, 3, 4).

Nicht selten sind graue, quarzitähnliche Einschlüsse[1]), welche u. d. M. aus Quarzkörnern bestehen und durch kleinere Quarzkörner verkittet sind. Hellbraunes Glas, mit farblosen oder grünlichen Krystalliten und opaken Erztheilchen durchziehen in der mannigfaltigsten Weise und in unregelmässiger Vertheilung den Einschluss. Der grössere oder geringere Gehalt an Glas dürfte auch wohl den Wassergehalt der Analyse erklären, denn einige stark angegriffene Feldspäthe oder die auf Spaltrissen abgelagerten braunen, vielleicht eisenoxydhydratreichen Stellen, können diesen nicht allein bedingen. Einmal wurde auch ein, in seinem äusseren Verhalten dem Zirkon sehr ähnliches Mineral beobachtet. Ueberall, wo diese Einschlüsse von dem Basanit berührt werden, zeigen sie deutliche Veränderungen. Tafel X, Fig. 1, 2.

Die chemische Zusammensetzung eines derartigen Einschlusses ist, nach der Analyse des Herrn Dr. H. Wolff, folgende:

SiO_2	91,954
Al_2O_3	2,175
Fe_2O_3	1,663
MgO	1,301
H_2O	2,825
	99,918.

[1]) Diese Einschlüsse sind äusserlich vollständig ähnlich den glasig umgeschmolzenen granitischen Einschlüssen aus dem Nephelinbasalt des Grossdehsaer Berges in Sachsen. Herr Dr. Otto Beyer hatte die Freundlichkeit mir Proben dieses Vorkommens gütigst zu übermitteln. O. Beyer: Der Basalt des Grossdehsaer Berges und seine Einschlüsse, sowie ähnliche Vorkommnisse a. d. Oberlausitz. Tschermak's Mitthlg. X, 1. 1888.

Ein röthlicher Einschluss von sandsteinartigem Aussehen besteht aus durch rothbraune Glasmasse verkitteten Quarzkörnern. Das Glas wird durch Salzsäure gelöst ohne Ausscheidung von Kochsalzwürfelchen. Auch hier sind zwischen dem Einschluss und dem Basalt schöne Contacterscheinungen zu beobachten. Tafel X, Fig. 3. In dem u. d. M. hellbräunlichen Glas erscheinen einzelne stabförmige Krystallite. Das Verhältniss von Glas zum Quarz ist ein wechselndes, wie sich das aus den von Herrn Dr. Wolff ausgeführten Analysen zweier Gesteinsproben ergiebt.

SiO_2	75,829	78,755
Al_2O_3	6,622	1,880
Fe_2O_3	2,091	10,832
FeO	1,543	—
CaO	1,516	1,914
MgO	2,971	2,573
H_2O	9,404	3,998
	99,976	99,925.

Bruchstücke älterer massiger Gesteine fanden sich nur vereinzelt. Ein solches erwies sich u. d. M. als aus Quarz und zweierlei Feldspäthen bestehend, eine Contactzone ist vorhanden, die erwähnten Mineralien sind im Innern fast vollkommen frisch; gelbe z. Th. faserige Massen scheinen verändertes Glas zu sein. Feldspath (?) - Neubildungen zwischen Einschluss und Basalt sind zuweilen rechtwinkelig angeordnet. Tafel X, Fig. 4.

Die chemische Zusammensetzung der Olivinknollen ist nach Herrn Dr. H. Wolff folgende:

a) In Salzsäure löslich:

SiO_2 . .	29.685	42,223
FeO . .	6,270	8,913
MgO . .	34,349	48,864
	70,304	100,000.

b) In Salzsäure unlöslich:

SiO_2 . .	14,689	54,197
FeO . .	3,431	12,659
MgO . .	8,983	33,144
	27,103	100,000.

Der aus den Knollen isolirte frische Olivin besteht aus:

SiO_2	41,408
FeO	9,542
MgO	49,980
	100,931.

2. Krötenkopf.

Ganz in der Nähe des Schachtes, aus dem der oben erwähnte Feldspathbasalt entstammt, wurde ein Gestein gefunden, welches sich u. d. M. und chemisch als dem Gestein der Steller's-Kuppe nahestehend erwies. Die Olivine sind hier gelbgerandet oder gelb, die mehr violettbräunlichen Augite als Einsprenglinge nur in Bruchstücken vorhanden, während die Olivine z. Th. idiomorph oder corrodirt erscheinen. Die sonstigen Verhältnisse zeigen nichts besonderes. Bei oberflächlicher Betrachtung macht das Gestein in seinem ganzen Verhalten durchaus den Eindruck eines gewöhnlichen Basaltes und es ist wesentlich nur sein chemisches Verhalten, welches dasselbe von dem eingangs beschriebenen Krötenkopfgestein unterscheidet. Die geologischen Beziehungen beider Gesteine sind noch zu untersuchen. Herr Dr. Krauss hatte die Freundlichkeit, dieses Gestein chemisch zu untersuchen. Er fand es folgendermaassen zusammengesetzt:

SiO_2	44,25
Al_2O_3	19,26
Fe_2O_3	5,83
FeO	6,63
CaO	9,15
MgO	6,98
K_2O	1,00
Na_2O	4,43
H_2O	3,30
	100,83.

Qualitativ wurde nachgewiesen TiO_2, SnO_2 und in sehr geringen Spuren CuO und PbO.

3. Holstein.

Der südwestliche Theil des Holsteinkorbes reicht noch auf Blatt Niederaula. U. d. M. zeigt das Gestein den Nölltypus.

4. Eisen-Berg.

Am westlichen Ausläufer des Eisen-Berges, nordöstlich des Nöll, an der Bezirksgrenze zwischen Kreis Hersfeld und Kreis Ziegenhain, finden sich im Walde Gesteine, welche hier hergestellt werden müssen. In zwei untersuchten Proben erwies sich die Menge der kleinen Feldspäthe als sehr wechselnd, in der einen, mit verhältnissmässig häufigen Glimmerblättchen, traten sie fast ganz zurück, um den nephelinähnlichen Massen Platz zu machen. Letztere gehört wohl höchst wahrscheinlich zu den später noch zu erwähnenden Nephelinbasalten.

5. Erlenbach.

Nordwestlich von Oberaula, im Gadderoder Thal, unmittelbar vor der Einmündung des ersten kleinen, von NW. kommenden Seitenthales, liegt eine kleine Kuppe mit Tuffen und Konglomeraten.

Meist allotriomorphe, mehr oder weniger gelbgefärbte Olivine liegen in einem aus kleinen Feldspäthen und grünlichgelben Augiten gebildeten Mikrolithenfilz, dazwischen gelbliche, isotrope Substanz, z. Th. radialfaserig umgewandelt. Die Anzahl der in Salzsäure ausgeschiedenen Kochsalzwürfelchen ist nicht sehr gross.

6. Ziegen-Berg.

Ueber dem Ziegen-Berg, 1525 Fuss, zwischen Olberode und Asterode, zieht sich eine breite Schneuse von W. nach O., auf der W.-Seite, nördlich dieser Schneuse, ganz im Walde, stehen bis meterdicke Säulen zu Tage. Das Gestein ist u. d. M. sehr feinkörnig und magnetitreich und wird schwer durchsichtig. In der Salzsäurelösung sind ebenso wie in allen ferner zu erwähnenden Vorkommen, die Kochsalzkryställchen sehr reichlich.

7. Burg-Berg, 1430 Fuss, 450 Meter.

Südlich Christerode. U. d. M., ähnlich wie der Basalt vom Wickels-Berg, nur feinkörniger.

8. Stöcker-Haide.

Kleine Erhebung NO. Christerode, 1705 Fuss. Neben vielen Magnetitkörnern, kleinen Augiten und Plagioklasleisten eine graue,

isotrope Masse, welche nur schwer durchsichtig wird und sich auch schon äusserlich durch graue Flecken sichtbar macht.

9. Stöcker-Haide NW.

Nordwestlich von der Stöcker-Haide, am Wege nach Hauptschwenda, liegt eine kleine Kuppe, deren Gestein u. d. M. eine ähnliche Zusammensetzung wie 8 zeigt.

10. Sieberts Berg, SW. Hauptschwenda.

Das Gestein von der höchsten Stelle des Berges, 1675 Fuss, und von der Ostseite ist etwas blasig ausgebildet und zeigt u. d. M. gelbe oder gelb gerandete Olivine und vereinzelte, schwach bräunliche Augite, beide häufig idiomorph, in einer Grundmasse liegend, welche vorwiegend aus kleinen idiomorphen, bräunlichen Augiten, Plagioklasleiten und Magnetiten gebildet wird. Die Augite der Grundmasse überwiegen an Menge die Plagioklase. Beide Mineralien bilden einen dichten Mikrolithenfilz und scheinen neben schwach doppeltbrechend farbloser Substanz auch farbloses Glas einzuschliessen. In einem Vorkommen von der Ostseite des Berges, nehmen die Plagioklase an Menge, wenigstens was die leistenförmigen, deutlich gestreiften anbetrifft, ab und nimmt die farblose, schwach doppeltbrechende Substanz zu. Die Olivine sind hier farblos oder nur grünlich gerandet. Dieses Gestein wird demnach wohl besser als ein feldspatharmer Basanit zu bezeichnen sein.

11. Bornstrauch, NW. Hauptschwenda, 1751 Fuss.

Neben den gelben oder gelbgerandeten Olivinkörnern finden sich schwach bräunlichgefärbte Augite, diese sind reichlich und gern knäuelförmig angeordnet in einem Gestein von der Nordostseite, oberhalb der Wiesen, während sie in dem Gestein von der Westseite (Plateau) mehr zurücktreten. Die Grundmasse des ersten Vorkommens ist reicher an Augit als an Feldspath, zwischen beiden farbloses, z. Th. entglastes Glas in wechselnder Menge. Die Mineralien der Grundmasse im letzterwähnten Gestein, sind kleiner und treten besonders die Augite mehr zurück.

12. Zwischen Bornstrauch und Eichwaldskopf

liegt eine kleine Kuppe, 1564 Fuss, dessen Gestein demjenigen, wie es von der höchsten Stelle des Sieberts Berges beschrieben wurde, sehr ähnlich ist. Diesem schliesst sich auf's engste

13. das Gestein der Kuppe, 1347 Fuss, westlich des Weges Neukirchen-Seigertshausen

und 14. jenes der sogenannten

Thonkuppe

1327 Fuss, an, wenigstens zum Theil.

Alle bisher erwähnten Vorkommen dieser Abtheilung liegen auf der nördlichen Hälfte des Blattes Neukirchen im Knüllgebirge selbst oder in nächster Nähe desselben.

Auf der südlichen Hälfte des Blattes schliessen sich den oben genannten an

15. 16. zwei kleine Erhebungen, 1427 und 1422 Fuss, des Reiffen Berges

im NO. von Schorbach. Sie sind den eigentlichen Feldspathbasalten (Nöll u. s. w.) sehr nahestehend und geben mit Salzsäure behandelt nur vereinzelte Kochsalzwürfelchen. Regelmässig waren sie zu beobachten bei dem in langen Säulen ausgebildeten Gestein vom Hügel 1422 Fuss, seltener zuweilen gar nicht bei dem 1427 Fuss.

17. Steiner Berg, 1152 Fuss, südlich vom Schorbach.

U. d. M. Feldspathbasalthabitus, zwischen den fluidal angeordneten kleinen Feldspäthen und Augiten der Grundmasse hellbräunliches Glas in reichlicher Menge.

18. Der Sebbel, 1269,3 Fuss, 400 Meter.

In südwestlicher Richtung vom Steiner Berg, NO. Ottrau, erhebt sich eine waldige Kuppe, deren oberster Theil aus einem schön säulig abgesonderten, basaltischen Gestein besteht. Die Olivin- und Augiteinsprenglinge sind z. Th. idiomorph, die Mineralien der feinkörnigen Grundmasse, unter denen die Feldspathleisten vorherrschen, fluidal geordnet.

Herr Dr. Krauss fand die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines folgendermaassen:

SiO_2	48,41
Al_2O_3	16,24
Fe_2O_3	4,89
FeO	6,41
CaO	9,38
MgO	7,25
Na_2O	3,23
K_2O	2,33
H_2O	2,11
	100,25

Qualitativ wurden nachgewiesen TiO_2, SnO_2 und in Spuren CuO und PbO.

Wegen der säuligen Ausbildung wird dieses Gestein zu verschiedenen Zwecken benutzt, unter anderem auch zur Herstellung von Kalköfen. Die längere Zeit der unmittelbaren Hitzwirkung ausgesetzt gewesenen Säulen sind äusserlich roth gefärbt. U. d. M. erkennt man, dass die Olivine in eine braunrothe Masse umgewandelt sind, ganz ähnlich wie in gewissen Basalten, die Augite sind nur etwas dunkler gefärbt und zeigen häufig wellenförmige Auslöschung, um die Magnetite hat sich vielfach eine bräunlichrothe Zone gebildet, die Feldspäthe sind fast vollkommen frisch.

19. Görzhain.

Oestlich der Strasse Weissenborn-Görzhain, dort, wo die Strasse sich in's Thal hinabzieht, liegt eine flache Kuppe, welche von Tuffen mit Conglomeraten umlagert ist. In den Tuffen sind Bruchstücke grosser Hornblendekrystalle nicht selten. In dem anstehenden Gestein konnten auch u. d. M. keine Hornblenden gefunden werden. Als Einsprenglinge erscheinen nur Olivine und vereinzelt Augite. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Feldspathleisten und ähnelt ausserordentlich derjenigen der gewöhnlichen Feldspathbasalte, nur das Verhalten gegen Salzsäure unterscheidet sie von letzteren.

Nordwestlich von Görzhain, am Hilsberg, findet sich ebenfalls ein kleines Tuffvorkommen. Für die Untersuchung geeignetes frisches Material war bisher von hier nicht zu erhalten.

III. Feldspatharme Basanite.

Unter den bisher besprochenen Gesteinen wurden schon einige als solche erwähnt, welche besser zu den feldspatharmen Basaniten zu stellen wären. Es sind das Gesteine, bei denen der Feldspath zurücktritt und die nephelinähnliche Substanz sich mehr in den Vordergrund stellt. Eine strenge Abtrennung ist, wie das in der Natur der Sache liegt, nicht möglich. Die Structur und die relativen Mengen der ein Gestein zusammensetzenden Mineralien wechseln an ein und demselben Vorkommen. Unter feldspatharmen Basanit sollen hier Gesteine verstanden werden, welche neben Feldspath ein anderes, schwach doppeltbrechendes, mit Salzsäure gelatinirendes, natriumhaltiges Mineral reichlich und deutlich erkennbar enthalten. Die chemische Natur dieses Minerals ist noch in den verschiedenen Vorkommen genau zu untersuchen. Erst wenn von dem isolirten Material quantitative Analysen vorliegen, wird eine endgültige Classification der Basalte durchführbar sein.

1. Rim-Berg.

Im Südosten von Görzhain erhebt sich das Massiv des Rim-Berges, welches, sich auf das Blatt Herzberg hinüberziehend, hier seine bedeutendste Höhe 1683,3 Fuss, 586 Meter, erreicht. Wie gewöhnlich, so wird auch beim Rim-Berg nur der obere Theil des Berges aus Eruptivgesteinen zusammengesetzt. Die Hauptmasse besteht aus Mittlerem Buntsandstein. An einzelnen Stellen erscheint auch Röth. Zur Untersuchung gelangten Gesteinsproben a) aus dem Bruch auf der Höhe, b) aus einem jetzt verlassenen Bruch auf der Westseite, c) von der kleinen, mit Buchen bewaldeten Kuppe, in unmittelbarer Nähe nördlich des Rehbornes, d) von einer Kuppe westlich des Helmes, 1549 Fuss und e) von einer kleinen Kuppe nördlich des Helmes, nordöstlich von d). Die

drei letzten Vorkommen stehen mit dem Basalt des Rim-Berges auf der Höhe oberflächlich in keinem directen Zusammenhange.

Die Gesteine, welche unter a) und e) aufgeführt sind, verhalten sich u. d. M. ziemlich gleich. Als Einsprenglinge erscheinen gelbgerandete oder gelbe, z. Th. idiomorphe Olivine. Diese liegen in einer ziemlich feinkörnigen Grundmasse, die aus kleinen Feldspathleisten, gelbbräunlichen Augiten und dem nephelinähnlichen Mineral gebildet wird. Opake Erzkörner u. s. w. wie gewöhnlich.

Das Gestein aus dem Bruch von der Seite des Rim-Berges zeigt stellenweise Neigung zu porösblasiger bis bimsteinähnlicher Ausbildung. Neben den gelbgefärbten Olivinen finden sich einzelne grössere Bruchstücke von Augiten. Die Grundmasse wird noch feinkörniger und die Feldspathleisten werden weniger und kleiner. Augitaugen sind nicht selten. Magnetit klein, aber reichlich vorhanden.

Frischer ist das dichte Gestein vom Rehborn. Die z. Th. idiomorphen Olivine sind farblos und fast einschlussfrei. Die Feldspathleisten treten aber in der sehr feinkörnigen Grundmasse noch mehr zurück.

Das unter d) aufgeführte Gestein wird später besprochen werden.

2. Kron-Berg.

Anf der Höhe des Kron-Berges, südwestlich Schorbach, liegt im Mittleren Buntsandstein ein von gelbbraunen Tuffbildungen begleitetes, pechschwarzes, etwas glänzendes Gestein. Die Olivin- und die selteneren Augiteinsprenglinge sind meist idiomorph. Die Grundmasse ist reich an hellbraunem Glas, die Feldspäthe sind verhältnissmässig gross und auf's innigste mit der farblosen Nephelinfüllmasse verbunden. Kleine Quarzbrocken mit ringförmigen Augitneubildungen sind ziemlich häufig, ebenso auch ein farbloses, doppeltbrechendes, radialstrahliges Mineral.

3. Alte Ziegelhütte, NW., grosse Kuppe.

Dieses Vorkommen ist westlich der Strasse, welche von Friedigerode nach Schwarzenborn führt, nordwestlich der Stelle, wo die alte Ziegelhütte stand, nach Süden wird es durch ein

kleines Thal, in welchem der Schlossborn entspringt, begrenzt. Die zum Theil idiomorphen Augiteinsprenglinge sind seltener als die Olivine. Brauner Glimmer. In der Grundmasse überwiegt der Augit. Neben deutlich gestreiften Feldspäthen viel ungestreifte, farblose Füllmasse.

4. Eisen-Berg, Spitze.

Ungefähr aus der Mitte zwischen den Punkten 2006 und 1980 (Blatt Niederaula) wurde ein Gestein untersucht, welches, abweichend von dem sonstigen Gestein des Eisen-Berges, sich als Basanit erwies. Gelber bis rother Olivin und bräunlicher Augit, zum Theil idiomorph, finden sich als Einsprenglinge ziemlich in gleicher Menge. Brauner Glimmer. In der Grundmasse mehr Augite als Feldspäthe, letztere klein und oft undeutlich, daher Unterscheidung von Füllmasse und Feldspäthen nicht immer ohne chemische Hülfsmittel sicher.

Nephelin-Basalte.

Wie in den Basaniten, so erscheint auch der Nephelin in den Nephelin-Basalten nicht in Form wohl ausgebildeter Krystalle, sondern lediglich als Füllmasse. Der Beweis, dass wirklich Nephelin vorliegt, muss also auch hier noch durch quantitative Analysen erbracht werden.

Im Uebrigen verhalten sich die in diese Gruppe gehörigen Gesteine so ähnlich, dass wir, nach Angabe der allgemeinen Eigenschaften derselben, uns bei der Beschreibung der einzelnen Vorkommen noch kürzer fassen können als bisher.

Als Einsprenglinge erscheinen auch hier vorherrschend Olivine, neben diesen können Augite und brauner Glimmer auftreten. Augitmikrolithe, Magnetite und Nephelin-Füllmasse bilden die Grundmasse. Feldspäthe mit deutlicher Zwillingsstreifung sind nicht vorhanden oder nur sehr vereinzelt. Sämmtliche Vorkommen liegen auf Blatt Neukirchen.

1. Donnerkante.

Zwischen Eisen-Berg und Teufelskanzel. Rothbraune Olivinkörner häufig, Augit selten. Grundmasse sehr feinkörnig und schwer durchsichtig werdend.

2. Kollen-Berg, 1798 Fuss, 564 Meter.

Westlich Friedigerode. Olivine meist gelbgerandet, idiomorph oder corrodirt, neben diesen auch idiomorphe, bräunlichgrünliche Augite. Dichter Mikrolithenfilz von Augiten.

3. Das Köpfchen, 1882 Fuss, 592 Meter.

Südlich des Weges, welcher von Friedigerode, am Kollen-Berg vorbei, über das Knüll-Plateau nach Hauptschwende führt, erhebt sich eine kleine Kuppe, das sogenannte Köpfchen. Gelbe Olivinkörner, brauner Glimmer, wenig Augit, letzteres vorherrschend in der Grundmasse. Mikrolithenfilz weniger dicht.

4. Kleine Kuppe, O. Stöcker-Haide, 1736 Fuss.

SW. vom Köpfchen und O. der Stöcker-Haide liegt eine kleine, bewaldete Kuppe, deren Gestein sich in seiner mikroskopischen Zusammensetzung den vorher genannten auf's engste anschliesst.

5. Hauptschwenda NO.

W. der Strasse Schwarzenborn-Hauptschwenda, ungefähr beim Kilometerstein 6,6, liegen auf den Wiesen und Feldern grössere Blöcke zerstreut, welche von den bisher genannten Vorkommen sich u. d. M. dadurch unterscheiden, dass der Glimmer ganz zurücktritt und dass in der augitreichen, feinkörnigen Grundmasse die farblose Füllmasse weniger deutlich zu erkennen ist. Sie scheint von farblosem Glas begleitet zu sein.

6. Döhn-Berg, 1563,8 Fuss, 492 Meter, W. Hausen.

Wie das vorherbesprochene Gestein von Hauptschwenda. Grundmasse sehr feinkörnig, aber an dünnen Stellen farblose Füllmasse gut zu unterscheiden.

7. Weissenborn.

Südlich von Weissenborn bei den Gärten, östlich der Strasse Weissenborn-Görzhain, steht ein Gestein an, welches an der einen Stelle eine höckerig-runzelige Structur zeigt, während es an einer anderen durchaus feinkörnig ist. Beide Ausbildungsweisen finden

sich unmittelbar nebeneinander. Die Olivin- und Augiteinsprenglinge sind, besonders in dem feinkörnigen Gestein, idiomorph. Die Mineralien der Grundmasse werden so winzig klein, dass eine sichere Bestimmung derselben schwer wird.

Augitmikrolithe herrschen entschieden vor, ob auch Feldspathleistchen vorhanden sind, muss vorläufig noch unentschieden bleiben. In diesen Mikrolithenfilz drängt sich eine farblose, zum grössten Theil isotrope Masse.

Zum Schluss dieser Abtheilung wären noch einige Gesteine zu erwähnen, welche als glasreiche Nephelinbasalte zu bezeichnen sind. Zu diesen gehört ein Gestein, dessen Vorkommen beim Rim-Berge unter d angeführt werde.

8. Rim-Berg, Kuppe des Helmes.

Die Kuppe liegt ganz im Walde versteckt, ungefähr am Ende der Schlucht, in die das Thal endigt, welche im Osten das Hohl begrenzt. Neben einer sehr feinkörnigen Grundmasse, wie sie bei den Nephelinbasalten auftritt, ist hellbraunes Glas in grösseren Fetzen reichlich vertreten. Die Olivin- und Augiteinsprenglinge sind gern idiomorph ausgebildet.

9. Alte Ziegelhütte, NW., kleine Kuppe.

Südlich der frühergenannten, grossen Kuppe liegt, von dieser durch den Schlossborn getrennt, eine kleinere, welche nach O. und N. steil abfällt. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig. Während das braune Glas sich in dem dichten Mikrolithenfilz stets deutlich zu erkennen giebt, ist eine farblose Füllmasse oft nur noch sehr schwer erkennbar. Es gewinnt dadurch das Gestein mehr einen Limburgit-ähnlichen Habitus.

Limburgite.

Wenn in den letztgenannten Gesteinen schon mehrfach das Ueberwiegen der Augite und das Zurücktreten der Nephelinfüllmasse hervorgehoben werden musste und eine Annäherung an den Limburgit unverkennbar war, so muss dieses in den beiden fol-

genden Gesteinsvorkommen noch entschiedener betont werden. Es darf freilich nicht ausser Acht gelassen werden, dass die hier als glasreiche Nephelinbasalte bezeichneten Gesteine und diese Limburgite insofern in einem innigen Zusammenhange zu stehen scheinen, als es nicht ausgeschlossen ist, dass beide Ausbildungsformen an ein und demselben Gesteinkörper auftreten können.

1. Zieglerskuppe, 1613,9 Fuss, 508 Meter.

Oestlich der Strasse Hausen - Weissenborn, südöstlich des Kirschenwaldes, westlich begrenzt vom Röth, sonst im Mittleren Buntsandstein liegend, erhebt sich die Zieglerskuppe; sie wird auf ihrer südlichen Seite von Tuffbildungen begleitet.

Olivin und Augiteinsprenglinge sind meist idiomorph, erstere gern corrodirt. Zwischen den Augitmikrolithen und Magnetiten der Grundmasse ein farbloses Glas mit trichitischen Bildungen; die Menge des letzteren ist wechselnd. Von Salzsäure werden auch diese Gesteine unter Ausscheidung reichlicher Kochsalzwürfelchen angegriffen. Ob in diesem Falle das Glas angegriffen worden ist, oder ob noch eine farblose Nephelinmasse in feinster Vertheilung vorliegt, muss noch entschieden werden.

2. Ibrakuppe, 1543,8 Fuss, 486 Meter. NO. von Ibra.

Dieses Gestein verhält sich dem von der Zieglerskuppe mikroskopisch und chemisch ähnlich.

Ueber den Muschelkalk.

Von Herrn **J. G. Bornemann** in Eisenach.

Unter dem Titel: »Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks in einem Theile von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten« hat Herr Frantzen im Jahrbuch der geologischen Landesanstalt für 1887 ein Urtheil über meine, denselben Gegenstand betreffenden, im Jahrbuch für 1885 veröffentlichten Ausführungen dahin abgegeben, dass alle Resultate meiner Arbeit, »so weit sie nicht mit den Ansichten anderer Geologen übereinstimmen« unzutreffend seien. Dieses Urtheil nöthigt mich, noch einmal auf die Sache zurückzukommen.

Herr Frantzen ist Vertreter derjenigen, auf älteren geologischen Ansichten beruhenden stratigraphischen Methode, welche das gleichförmige und ausgedehnte Fortsetzen der einzelnen Schichtenfolgen und sogenannten stratigraphischen Horizonte und einzelner Bänke nach allen Seiten hin annimmt und ein an einer Lokalität aufgestelltes Normalprofil weithin in Anwendung bringen will, ohne auf die vielen thatsächlich vorhandenen Abweichungen Rücksicht zu nehmen.

Ich bin dagegen der Ansicht, dass sich alle Schichten des Muschelkalks in analoger Weise gebildet haben, wie gegenwärtig in Meeren die Kalkablagerungen vor sich gehen; das heisst: sie haben sich zonenweise und in Beziehung zur Lage der damaligen Küsten abgesetzt, und die Abrasion älteren Materials durch die Brandung, so wie Thier- und Pflanzenleben lieferten den Stoff dazu. Es erscheint mir daher von besonderem Interesse für den Fortschritt unseres geologischen Wissens, durch genaue Unter-

suchungen die Unterschiede zwischen den Profilen verschiedener Lokalitäten nachzuweisen.

Es handelt sich in diesem Streite um schroffe Gegensätze zwischen Resultaten neuerer inductiver Forschung und den älteren geologischen Anschauungen, von welchen selbst E. E. Schmid [1]), welcher sich in seinen letzten Lebensjahren der neueren Richtung zugewandt hatte, als »von den Irrthümern der alten katastrophischen Geologie« sprach, welche sich wie ein »Erbübel« in die neuere Geologie fortpflanzen. Ed. Suess [2]) hat durch seine bedeutungsvollen Arbeiten eine grosse Bresche in die alte Lehre gelegt, und ein geistreicher neuerer Schriftsteller [3]) nennt sie, wohl in zu weit gehender Schärfe: »cette géologie terre-à-terre et totalement dénuée d'intérêt intellectuel«, denn einen gewissen wissenschaftlichen Werth haben auch alle stratigraphischen Detailstudien, vorausgesetzt, dass ihre Darstellung sich streng an die Naturwahrheit anschliesst.

Bei dem grossen Contrast in den Grundanschauungen würde es überflüssig erscheinen, alle diejenigen stratigraphischen Ausführungen Frantzen's, welche allein auf die Durchführung seines Normalprofils hinauslaufen, im Einzelnen zu beantworten, wenn nicht eine grosse Zahl factischer Irrthümer, sowie unrichtige Citate [4]) in seiner eigenen Darstellung zunächst eine Erklärung erforderten.

---

[1]) Jahrbuch der Geol. Landesanstalt für 1883, S. 301.

[2]) Antlitz der Erde.

[3]) cf. de Margerie im Annuaire géologique universel, Paris 1888, p. 477.

[4]) Ein unrichtiges Citat findet sich S. 14 in Betreff der Worte »schwach oolithisch«, welche weder von mir, noch von Herrn Frantzen an den betreffenden Stellen gebraucht waren. Das von mir (l. c. S. 320, nicht S. 267) zum Beweis der Inconstanz der Oolithbänke aus Herrn Frantzen's früherer Arbeit entnommene Citat lautet wörtlich: »in einer Oolithbank, die nur an wenigen Punkten eine Mächtigkeit bis zu 2 Fuss erreicht und häufig in gewöhnlichen, fast oolithfreien, harten, ebenflächigen Kalk übergeht«. Ich durfte wohl durch ein »( )« (sic) darauf hinweisen, dass eine Bank mit allen diesen Merkmalen keine Oolithbank ist. — Ein zweites entstelltes Citat liest man auf S. 40. Ich habe (l. c. S. 314) nicht die Worte: »die Terebrateln ganz fehlten« gebraucht. Mein Citat ist aus den Erläuterungen zu Blatt Jena S. 7 entnommen und bezieht sich auf Schmid's eigene Worte: »an einzelnen Stellen jedoch tritt *Terebratula vulgaris* ganz zurück und wird durch Encrinitenstielglieder ersetzt, Lichtenhainer Waldung, Rosenthal bei Zwätzen«.

1. Die Messung der Schichtenfolgen.

Herr FRANTZEN bemängelt die Richtigkeit des von mir im Kirchthal gemessenen und genau beschriebenen Profils, indem er (S. 21) sagt, ich wäre zur Ermittelung der Entfernung der Bänke von einander genöthigt gewesen, »zu Constructionen« zu greifen, und (S. 24 u. 32) wiederholt von der »Unsicherheit« der Messungen im Kirchthal spricht. Er sagt: »ich wundere mich daher nicht, wenn er (BORNEMANN) Resultate erlangt hat, welche mit meinen Messungen der Gebirgsmächtigkeit bei Eisenach nicht übereinstimmen.«

In welcher Weise Herr FRANTZEN seine »Messungen« ausgeführt hat, das sagt er selbst (S. 74). Er hat sie im Kirchthal »lediglich abgeschritten«.

Das bei meiner Vermessung des Kirchthalprofils angewandte Verfahren ist (l. c. S. 295) in meiner Arbeit genau angegeben. Ich füge noch hinzu, dass ich dabei von zweien meiner Söhne begleitet und unterstützt wurde. Die 10 Meter langen Abschnitte wurden jedesmal genau an den Endpunkten fixirt und dann durch drei Personen mittelst Hammer, Lupe und gesunder Augen genau abgesucht. Die Fallwinkel wurden mittelst eines grossen Gradbogens auf vielen Schichtflächen bis auf $^1/_2$ Grad genau gemessen. Ebenso wurde dann die Dicke der einzelnen charakteristischen Schichten an den Schichtenköpfen mittelst des Metermaassstabs bestimmt. Die Reichhaltigkeit der bei dieser Untersuchung gesammelten Versteinerungen ist Beweis genug für die angewandte Sorgfalt.

Die Mächtigkeit der Schichtenfolgen erhält man mit Hülfe der gemessenen Längen und Fallwinkel um so genauer als Sinus, als die Messungsfehler bei der Bestimmung kleiner Seiten aus grossen sich verringern. Die Resultate kann man ebenso gut aus den trigonometrischen Tafeln entnehmen, als mittelst der Reissschiene construiren.

Das ist die »Construction«, welche ich gemacht und l. c. Taf. XIV zum leichteren Verständniss ausführlich dargestellt habe und welche von Herrn FRANTZEN bemängelt wird! Ich glaube

dagegen behaupten zu können, dass bisher kein anderes Profil im Muschelkalk Thüringens mit gleicher Schärfe und Sicherheit aufgenommen werden konnte und aufgenommen worden ist, weil hier die besonderen Umstände und die sehr regelmässige Lagerung im grössten Theile der Thalrinne ausnahmsweise günstig waren.

Dass Herr Frantzen das Profil im Kirchthal mehrere Jahre später nicht mehr so schön (S. 21) und offenliegend gefunden hat, als zur Zeit der Messung, ist ganz natürlich, weil in der Zwischenzeit die Gemeinde Eichrodt ihren Fahrweg wieder herstellen musste. Ich habe vorher darauf aufmerksam gemacht (l. c. S. 303) und es hat damals auch Herr Dr. Loretz die noch frischen Aufschlüsse mit mir besichtigt.

Wenn Herr Frantzen behauptet, dass an schroffen Felsen genauere Messungen zu machen seien, als in einer frisch erodirten Thalrinne, so ist das ein Irrthum. Die Gründe habe ich (l. c. S. 267) näher angegeben.

2. Das »Normalprofil«.

Herr Frantzen sagt (p. 8, 9): »Im oberen Wellenkalk hat man bei der geologischen Landesaufnahme in Thüringen und Hessen bekanntlich 4 Schaumkalkzonen unterschieden: 1) die Schaumkalkbank α; 2) die Schaumkalkbank β; 3) die Schaumkalkzone γ (Zone der Bänke mit *Terebratula vulgaris*) mit zwei durch Wellenkalk getrennten Schaumkalkbänken und 4) die Schaumkalkzone δ, welche drei Schaumkalkbänke enthält.«

»Dabei ist bisher angenommen worden, dass diese in den verschiedenen Gegenden beobachteten Schaumkalklager im Zusammenhang abgesetzte, also mit einander identische Bildungen seien.«

..... »Diese 7 Bänke sind in diesen Ländern über einen sehr grossen Raum verbreitet« .... etc.

Diese Siebenzahl erscheint mir in dieser Anwendung als etwas Neues, denn in Moesta's Erläuterungen zu Blatt Netra, woselbst die Sache am ausführlichsten besprochen ist, finde ich S. 11 die 3. Zone (mit *Terebratula* = γ) als aus drei, nicht aus zwei Bänken bestehend angegeben, und von der 4. Zone (δ) heisst es

S. 12, dass sie in ihrem Verlauf vielfach unterbrochen ist und auf längere Erstreckung gänzlich zu fehlen scheine.

Das ist doch sehr viel anders, als Herr FRANTZEN angiebt!

3. Verschiedenheit der Schichtenfolgen nach den Resultaten der Lokalaufnahmen.

Um einen klaren Ueberblick über die bei der Kartenaufnahme von den verschiedenen Geologen gewonnenen Resultate und angewandten Methoden zu gewinnen, ist es nöthig, die bisher publicirten Blätter und Erläuterungen etwas genauer anzusehen.

Dabei ergiebt sich ganz naturgemäss, dass jeder Beobachter die besten Aufschlüsse seines speciellen Gebietes — wenn überhaupt ihm solche zu Gebote standen — als Ausgangspunkt benutzt und beim Vorrücken der Arbeit die weiteren, oft lückenhaften Beobachtungen möglichst an das am ersten Orte sicher festgestellte anzuschliessen gesucht hat. Dass dabei alte Gewohnheit und lokale Erfahrung, andererseits grösserer Ueberblick über geologische Verhältnisse im Allgemeinen und erweiterter Gesichtskreis auf die Arbeiten des Einzelnen von grossem Einfluss sein mussten, liegt auf der Hand. Die Zuverlässigkeit und der relative Werth der einzelnen Arbeiten ist natürlich von den Vorkenntnissen und dem Können des Autors abhängig, und mit der grossen Ausdehnung des bearbeiteten Gebietes verringert sich die Gelegenheit zu Detailstudien.

Wie verschieden die Schichtenfolge in der That beurtheilt worden ist, ergiebt sich aus den vorliegenden Aufnahmen.

Auf Blatt Sontra (BEYRICH und MOESTA) und Waldkappel (MOESTA) ist der Untere Muschelkalk lediglich in zwei Abtheilungen getrennt angegeben, die untere schaumkalkfreie und die obere Abtheilung mit Schaumkalkeinlagerungen oder = Schaumkalkzone.

Die Natur der Schaumkalklager ist in den Erläuterungen zu diesen Blättern (Blatt Sontra S. 21) vollkommen richtig geschildert, indem gesagt ist, dass sie ungleichmässige und vielfach unterbrochene Einlagerungen bilden u. s. w. Auch von den gelben Kalken wird die Unbeständigkeit im Auftreten erwähnt.

Auf den östlich angrenzenden Sectionen Netra und Eschwege hat MOESTA überall 4 »Schaumkalklager« im Oberen Wellenkalk als continuirliche Linien eingetragen. Der Text giebt aber an (Eschwege S. 14, Netra S. 11), dass das eine oder andere zuweilen »gänzlich verschwindet«. Hier beginnt die fehlerhafte Methode.

Das vom Wellenkalk eingenommene Terrain besteht dort fast durchgehends aus dichtbewaldeten Plateaus und steilen Berghängen und es liegt auf der Hand, dass unter solchen Umständen nicht von einer sicheren Aufnahme die Rede sein kann und die Constructionen nur auf problematischer Conjectur beruhen.

In den letzten 4 Blättern MOESTA's, deren Fertigstellung Herr BEYSCHLAG besorgt hat, nämlich: Witzenhausen, Allendorf, Ermschwerd und Grossalmerode, hat man sich in zweckmässigerer Weise auf Darstellung einer einzigen Schaumkalkzone (γ) beschränkt, und in den Beschreibungen finden sich für die praktischen Zwecke der Karten genügende Angaben.

Die Rhönblätter Eiterfeld, Geisa, Lengsfeld, Friedwald und Nacha zeigen nach v. KOENEN's Aufnahmen im Unteren Wellenkalk 2 »Oolithbänke«; im Oberen Wellenkalk werden an der Basis 2 »Terebratulabänke«, 7—8 Meter höher 2 Schaumkalkbänke angegeben. Dabei ist freilich zu bemerken, dass in jener Gegend nirgends ausgiebige Aufschlüsse zu Gebote standen, daher für die kritische Beurtheilung der Schichtenfolgen von dort keine genauen Grundlagen zu entnehmen sind.

Bezüglich des Meininger Muschelkalks verweise ich wiederholt auf die treffliche Arbeit PROESCHOLDT's [1]), deren bis in's Einzelne gehende Darstellungen der Schichtenreihen die Veränderlichkeit der Fossilschichten in Charakter und Mächtigkeit nachweisen und zugleich darthun, dass die Abgrenzung einzelner Gruppen oder Zonen (z. B. der Brachyopodenzone) nicht von bestimmten Gesetzen bedingt, sondern sehr vom Ermessen des einzelnen Beobachters abhängig ist.

[1]) Programm d. Realschule in Meiningen 1879.

Südlich vom Thüringer Walde zeigt der Untere Muschelkalk auf den Kartenblätter Steinheid, Eisfeld, Neustadt und Meeder eine ziemlich bedeutende Ausdehnung. Loretz hat sich dort mit der Aufnahme und Gliederung viel Mühe gegeben. Obgleich die graphische Darstellung nach Möglichkeit dem Schmid'schen Profil anzupassen versucht ist, ergeben sich doch aus den Karten und Beschreibungen recht bemerkenswerthe Unterschiede von der idealen Reihenfolge.

Besonders auffallend erscheint hierbei die Darstellung der oberen Schaumkalklager in dem Höhenzuge südlich von Harras (Blätter Eisfeld und Meeder). Eine scharfe Abgrenzung dieser in Gestalt sehr unbeständigen Einlagerungen in gutbestandenen Waldungen ist hier ebenso gut wie im Hainich für den excursirenden Geologen und ohne Schürfarbeiten ganz unmöglich. Die constructive Verbindung vorgefundener Lager führt aber oft zu Bildern, deren Naturwidrigkeit in die Augen springt.

Schmid's Normalprofil ist der Umgegend von Jena entnommen. Wie ungleichmässig auch dort schon die einzelnen Abtheilungen ausgebildet sind, zeigen seine eigenen Angaben. Der Untere Muschelkalk wird rechts von der Saale auf 360 Fuss, links auf 330 Fuss geschätzt. (Die Angabe (Blatt Jena S. 6) von 330 Fuss als Mittel dürfte auf einem Druckfehler beruhen!) Die flaserigen Kalkschiefer des Unteren Wellenkalks werden auf 300 Fuss auf der rechten, auf 215 Fuss auf der linken Saalseite angegeben. Die schon früher besprochene Ungleichförmigkeit des »Terebratulakalks« (Erl. z. Bl. Jena S. 7) will ich übergehen. Der »Schaumkalk« aber »stellt theils eine einzige gleichförmige und zusammenhängende Bank dar, wie bei der Vereinigung des Isserstedter Grundes mit dem Ziskauthale, wo sie über 10 Fuss mächtig ist, theils mehrere minder mächtige Lagen, zwischen denen Wellenkalk eingeschaltet ist« (l. c. S. 8).

Vergleichen wir die weitere Verbreitung nach Westen, indem wir Schmid's Angaben folgen, so finden wir den Terebratulakalk, welcher bei Jena als eine Schichtenfolge von $10^1/_2$ — 14 Fuss angegeben wird, bei Weimar (Erläut. S. 3) »minder mächtig entwickelt und weniger häufig Gegenstand des Steinbruchs als an

der Saale«; bei Erfurt (Erläut. S. 2) »sind seine Dimensionen ungewöhnlich gering, indem nur 2 Kalkbänke, jede zu 1 Fuss mit den vollen Eigenthümlichkeiten dieses Gliedes versehen sind, zwischen welchen 1 Fuss Kalkmergelschiefer eingeschaltet ist«.

Es handelt sich hier also um eine Zone von noch nicht 1 Meter Mächtigkeit innerhalb einer über 100 Meter mächtigen Formation, welche ohne jeden Zweifel viele Bänke mit Fossilien und mancherlei Structurvarietäten enthält. Wer kann da mit Sicherheit für die Identität der gesuchten Schichten einstehen!! In der südlich an Erfurt angrenzenden Section Osthausen wird der Terebratulakalk auf fast 12 Fuss, für Section Kranichfeld als stellenweise s e h r u n b e d e u t e n d angegeben.

Verfolgt man Schmid's Angaben von Jena ausgehend in nördlicher Richtung, so findet man bei Apolda den Terebratulakalk auf 9 Fuss, den Schaumkalk auf 10 Fuss angegeben (Erläut. S. 3), bei Eckartsberge den ersteren an einem Orte auf 5 Fuss, an einem anderen auf $13^1/_2$ Fuss. Der Schaumkalk zeigt hier, wie der Terebratulakalk, eine »sehr wechselnde« Mächtigkeit (S. 5). Bei Burgholzhausen beträgt sie nur 4 Fuss, bei Benndorf ist sie »sehr ansehnlich«, und über dem Schaumkalk folgt 4 Fuss Wellenkalk-artiges und conglomeratisches Gestein. Nördlich von Burghessler ist reiner Schaumkalk auf reichlich 16 Fuss entblösst.

Von dieser Lokalität wird gesagt: »Die Abgrenzung des Unteren gegen den Mittleren Muschelkalk ist nicht scharf durch echten Schaumkalk bedingt, sondern die denselben bedeckenden Kalkschichten haben noch entschiedene Aehnlichkeit mit dem Oberen Wellenkalk und gehen erst innerhalb des Zwischenraumes von mehreren Fussen in die den Mittleren Muschelkalk bezeichnenden ebenen Schiefer über«.

Mit anderen Worten hätte man hier ebenso gut sagen können: Der S c h a u m k a l k δ hält hier sein Niveau im mu^2 nicht ein, sondern l i e g t h i e r e t w a s t i e f e r i n d e m s e l b e n.

Während Schmid auf Blatt Naumburg im Unteren Wellenkalk keine erwähnenswerthen Einlagerungen auszeichnet, werden solche auf der nördlich angrenzenden Section Freiburg nach Speyer von technischer Wichtigkeit. (Erläut. S. 6.)

»In einer Mächtigkeit zwischen 150—160 Fuss besteht der Untere Wellenkalk hier aus einer Schichtenfolge meist wulstig abgesonderter Mergelkalke, zwischen welchen dünne, ebenflächig geschichtete feste Bänke in verschiedenen Horizonten liegen und die eigentlichen Muschel-führenden Schichten des Unteren Muschelkalks sind.«

»Stellenweise« wird eine conglomeratische Schicht erwähnt und nahe an der oberen Grenze ockergelbe versteinerungsarme Kalke, welche Schaumkalk-ähnlich werden und auf der Karte als »Schaumkalk α« im Unteren Wellenkalk angegeben und = Oolithenbank Emmerich's gesetzt sind.

In der Fortsetzung des Unteren Wellenkalks auf der westlich angrenzenden Section Bibra werden diese Bänke von Speyer nicht angegeben, wohl aber in nordwestlicher Richtung auf Section Querfurt. Es ist dies nicht ohne Interesse, weil diese Sectionen gute Aufschlüsse bieten und von demselben Beobachter kartirt wurden.

Auf der nördlich an Querfurt angrenzenden Section Schraplau bemerkt Speyer (Erläut. S. 16) eine auffällige Verschiedenheit, indem er angiebt: »während auf den südlich angrenzenden Blättern Querfurt und Freiburg die Schichten des Unteren Wellenkalks in grosser Entwickelung auftreten und namentlich durch eine Reihe von Schichtengruppen mit zahlreichen Petrefakten an ihrer Einförmigkeit verlieren, so zeigen die Unteren Wellenkalke hier wenig Interessantes«.

Ueber die Schaumkalkeinlagerungen bei Schillingstedt berichtet Kayser (Erläut. S. 9): »Dieselben sind von wechselnder Mächtigkeit, durchschnittlich $1^1/_2$—3 Fuss, bei Harras und am Kinselsberge jedoch bis 8 Fuss stark und werden durch etwa 2 Fuss Wellenkalklagen getrennt. Eine grössere oder geringere Zahl solcher Bänke sind zu Schaumkalklagern vereinigt, deren man im Gebiete des Blattes 6—8 zählt. Dieselben trennen sich in 2 Zonen, welche durch 60—80 Fuss mächtige Wellenkalkmassen getrennt werden«.

Bei dem Muschelkalk von Teutschenthal, welcher sich an die petrefaktenreiche Lokalität von Lieskau anschliesst, hat v. Fritsch

eine weitergehende Gliederung versucht (Erläut. S. 17), in welcher er hervorhebt, dass es besser sei, palaeontologische, statt der petrographischen Horizonte festzuhalten.

Aus Schlüter's Beobachtungen will ich nur hervorheben, dass bei Frankenhausen (Erläut. S. 22) die sonst zwischen α und β lagernden gelben Ockerkalke vermisst wurden.

Bei Immenrode constatirte Eck als obersten Theil des Wellenkalks 25 Fuss Orbicularis-Platten, darin eine conglomeratische Schicht und in Betreff der darunter liegenden Schaumkalkbank liess sich nicht entscheiden (Erläut. S. 5), »ob ihr Fehlen an einer Stelle durch ein wirkliches Auskeilen oder durch eine lokale Vertretung durch dichten Kalkstein veranlasst wird«.

Auch v. Seebach hat grosse Unregelmässigkeit im Auftreten der Schaumkalke (cf. Erläut. zu Blatt Worbis S. 6) beobachtet und die Mängel bemerkt, welche mit ihrer Darstellung als durchgehende Zonen, verbunden sind. Ich habe schon mehrfach hierauf hingewiesen (cf. N. Jahrbuch f. Min. 1852, S. 20. — Jahrb. d. Landesanstalt 1883, S. 403).

Aehnliche Differenzen in Bezug auf die Mächtigkeit und Höhenlage der einzelnen Schichtenglieder, sowie die Einschaltung besonderer fossilreicher Zwischenlager lassen sich aus allen Gebieten nachweisen, sofern nur die Aufschlüsse ausgiebig genug waren und grössere Schichtenreihen in Steinbrüchen mit grösserer Sorgfalt palaeontologisch untersucht und dargestellt worden sind.

4. Der Untere Muschelkalk bei Jena nach Wagner.

Bei Jena hat neuerdings Herr Wagner[1]) sehr eingehende Studien über die Schichtenfolge gemacht und sehr zahlreiche Versteinerungen in vielen Schichten gefunden. Der in petrographischer Hinsicht sehr einförmige Wellenkalk wird von ihm in etwas anderer Weise als von Schmid gegliedert und namentlich spielen palaeontologische Horizonte eine Hauptrolle, besonders das Vorkommen von Echinodermenresten, welche theils in linsenförmigen intermittirenden Einlagerungen, theils in zusammen-

---

[1]) Die Formationen des Buntsandsteins und des Muschelkalks bei Jena 1887.

hängenden Bänken beobachtet wurden. Nach seinen sehr reichhaltigen und speciellen Beobachtungen gruppirt Herr WAGNER den Wellenkalk von Zwätzen in der Weise, dass er eine untere Abtheilung von 51 Meter und eine obere von 54 Meter unterscheidet. Innerhalb dieser werden gewisse durch Versteinerungen charakterisirte Schichtengruppen als »constante Bänke« bezeichnet.

Ohne Zweifel entspricht Herrn WAGNER's Darstellung in weit vollkommenerer Weise als frühere Beschreibungen den Verhältnissen des Jenaer Muschelkalks, welcher mit den Cölestinschichten beginnend, manches Interessante vor anderen Gegenden voraus hat.

Herr FRANTZEN hat versucht zur Unterstützung seiner Ansichten auch Herrn WAGNER's Beschreibungen zu benutzen und die dort gegebene Gliederung seinem Schema anzupassen. Betrachten wir sein Verfahren bei diesem Versuch etwas näher!

Er sagt (S. 16): »Es ist nicht schwierig in der von Herrn WAGNER als »Unterer Terebratulakalk (e)« bezeichneten Bank eine der beiden Bänke α oder β zu erkennen«. Das »oder« zeigt, dass es im Belieben steht, welche von beiden man wählen will. Die Bank wird dann $= \beta$ gesetzt, weil sie oolithische Partieen enthält und auch seine *Terebratula Ecki* darin gefunden wurde. — Dagegen ist nichts einzuwenden. —

Um nun α zu finden, wird in geeignetem Abstande eine Schicht aus der »Mittleren constanten Bank« WAGNER's herausgegriffen und $= \alpha$ erklärt.

Diese 0,54 Meter dicke Schicht ist aber ein dickwulstiger, harter, grauer, von Cölestin durchdrungener Kalkstein mit *Encrinus gracilis* und *Aspidura*, ein vorzüglicher Horizont für Jena, aber ganz verschieden von den anderwärts für α erklärten Schichten.

Um seine Parallelisirung besonders einleuchtend darzustellen, giebt Herr FRANTZEN (S. 17) sogar eine Tabelle, deren Zahlen auch musterhafte Uebereinstimmung zu zeigen scheinen, besonders bei der »Mächtigkeit des Unteren Wellenkalks von der oberen Grenze des Buntsandsteins bis zur Bank α«. Vergleicht man aber die zu Grunde gelegten Angaben WAGNER's, so findet man, dass diese Tabelle nur dadurch passend geworden ist, dass Herr

Frantzen die untersten ebenen Kalkschichten (S. 8) mit 9 Meter Mächtigkeit, welche noch von allen Geologen bei Jena zum Muschelkalk gerechnet worden sind, zum Röth gezogen hat. Diese Anordnung ist aber wegen des ganz bestimmten petrographischen Charakters dieser als besondere Facies eigenthümlichen Abtheilung nicht zu rechtfertigen.

In Bezug auf die höheren Schichtenreihen des Unteren Muschelkalks ergeben Herrn Wagner's Angaben erhebliche Schwankungen und möchte ich seine Aeusserung über die obere Grenze (l. c. S. 17) nicht unerwähnt lassen. Er sagt: »Ueber dem Schaumkalke folgen bis zur unteren Grenze des Mittleren Muschelkalks noch einige Meter ebenschichtige Kalkplatten mit zwischengelagerten stärkeren Bänken. Man kann dieser Schichtenfolge verschiedene Mächtigkeit zusprechen, je nachdem man sich für das Annehmen der oberen Grenze des Unteren Muschelkalks leiten lässt von palaeontologischen oder petrographischen Rücksichten. Im ersten Falle, in welchem die obere Grenze des Vorkommens von *Myophoria orbicularis* ausschlaggebend wäre, würde die fragliche Grenze überhaupt nicht scharf zu ziehen sein, weil sie bis in Schichten hinaufgeht, welche nicht mehr vom Mittleren Muschelkalk zu trennen sind«. Für das untersuchte Profil ist dann von Wagner eine völlig dichte Schicht mit *Gervillia costata* und *Myophoria orbicularis* als oberste Grenzschicht des Oberen Wellenkalks angenommen worden. Das ist ein Griff, wie er zur Festlegung von Lokalbeobachtungen zweckmässig erscheinen mag. Frantzen's Meinung, dass der Saurierkalk des Rauhthales zum Unteren Muschelkalk gerechnet werden müsse (S. 57), stimmt nicht zu der petrographischen Beschaffenheit desselben, auf Grund welcher Schmid diese Schicht zum Mittleren Muschelkalk gestellt hat. Die Knochenführung ist übrigens dort keine allgemeine, sondern sie beschränkt sich auf lokale Einlagerungen (cf. Schmid, Muschelkalk des östlichen Thüring. S. 8).

Wollte man Herrn Frantzen's Schema der 7 Schaumkalkbänke auch auf Jena anwenden, so würde man so wohl bei der Durchführung petrographischer als palaeontologischer Principien auf Schwierigkeiten stossen.

5. Schichtenfolge und stratigraphische Vergleichungen bei Eisenach.

Die Obere Schaumkalkzone (δ) Frantzen's, welche im Hainich und auch schon im östlichen Theile des Hörselberges stark entwickelt und von technischer Wichtigkeit ist, fehlt im Kirchthal bis auf eine 3 Centimeter dicke Schicht (χ meines Profils).

Frantzen sagt (S. 22): sie sei verkümmert[1]). Er gebraucht bei diesem Hauptgegenstande des Streites die Worte: »ein Profil« .... »in welchem die Bänke nur einen einzigen Fuss hoch — soweit mag die oberste Schaumkalkbank zu sehen sein — oder höchstens 2 Meter aufgeschlossen sind«. Ein Fuss oder zwei Meter sind sehr verschiedene Grössen! Was Herr Frantzen damit gemeint hat, ist unklar. Noch unklarer erscheint die Sache, wenn man S. 74 nachliest. Dort ist von derselben Bank (χ meines Profils) die Rede, und Herr Frantzen unterstellt mir einen »lapsus calami«, gegen welchen ich Verwahrung einlege. Die Schichten waren zur Zeit meiner Messung auf mehrere Meter Breite ganz nackt und das Bänkchen χ nebst den darunter- und darüber-liegenden, davon abweichenden Platten gewöhnlichen Aussehens auf längere Erstreckung ganz klar zu beobachten. Hier sagt Herr Frantzen: Die Bank sei nicht 3 Centimeter dick, sondern: »Sie sieht 0,18 Meter dick aus dem Boden hervor, ist aber ungenügend aufgeschlossen«. Das ist also wieder eine andere abweichende Angabe über dieselbe Sache an demselben Beobachtungspunkte.

Die Mihlaer Mehlsteinbänke, deren Mächtigkeit Herr Frantzen zu 2,22 Meter angiebt, werden in grossen Steinbrüchen abgebaut. Ihr Gestein hat dieselbe Structur wie die nur 0,03 Meter starke Schicht χ im Kirchthal.

Herr Frantzen behauptet, im Kirchthal seien alle 3 Schaumkalkbänke der Zone δ vorhanden, und zwar »wie der Augenschein lehre, in annähernd denselben Abständen von einander wie überall bei Eisenach«; — sie sähen allerdings »nicht typisch« aus, das

[1]) Dieser in stratigraphischen Beschreibungen nicht selten vorkommende Ausdruck beruht streng genommen auf einem Denkfehler!

sei aber ein »rein zufälliger« Umstand« und — anderswo am Hörselberge gäbe es ja typische Gesteine! (S. 75).

Hier wird jeder Unbefangene zugeben müssen, dass die von mir behaupteten Abweichungen in der Natur vorhanden, Herrn Frantzen's Angaben aber recht dunkel sind.

Seite 28 u. 29 beschreibt Herr Frantzen ein Profil, welches er an der Michelskuppe, also genau 6 Kilometer westlich vom Kirchthal entfernt gemessen hat. Dort wird eine Schichtenreihe (No. 2—11), welche nach seiner Angabe 1,40 Meter mächtig ist und 3 dünne, zusammen 0,50 Meter betragende, »schwachoolithische Kalksteinlagen« zwischen gewöhnlichen Schichten enthält = Bank α gesetzt. Darüber folgt nach einem Intervall von 6,16 Meter anderer Schichten — zwischen welchen blaue ebene, wulstige, graue, gelbliche und sogar conglomeratische Bänke genannt werden — seine Bank β.

Im Kirchthal erklärt Herr Frantzen die Schichten ε ε' meines Profils für sein α, die Schicht η für sein β. Hier ergiebt sich eine Zwischenreihe von circa 11 Meter meist typischer Wellenkalk, aber keine conglomeratische Schicht. Das Verhältniss ist also sehr viel anders.

Das eben besprochene Profil an der Michelskuppe ist aber — nach Frantzen — »wenig typisch« (S. 28), aber wenige Schritte davon entfernt wird ein anderer Steinbruch »viel typischer« gefunden. Hier werden (S. 29 u. 30) 9 Schichten aufgeführt und mit dem anderen Profil verglichen.

Dann heisst es weiter: Dass die erwähnten schwach oolithischen Bänke in der That die Bänke α und β seien, liesse sich leicht nachweisen, da ihre Entfernung von einander nach den gegebenen Zahlen »7,56 Meter« beträgt, »welche Ziffer mit den entsprechenden Abständen in anderen Gegenden gut übereinstimmt«.

Da im zweiten Profil β nicht vorkommt, so kann nur das vorhergehende »weniger typische« gemeint sein. Summirt man hier die Zahlen von No. 12 bis 21, so kommt 6,16, aber nicht 7,56 heraus.

Unter allen Einzelangaben der beiden Profile an der Michelskuppe sucht man übrigens vergeblich nach solchen Schichten, welche wegen besonders auffälliger palaeontologischer oder petrographischer Eigenschaften als Leitschichten zu gebrauchen wären. Es sind alles Vorkommnisse, wie sie sich vielfach im Unteren Muschelkalk wiederholen.

Am Ramsberg, etwas westlich in nächster Nähe von der Michelskuppe, findet Frantzen »beide Oolithbänke, welche hier viel reicher an Körnern sind« als an der Michelskuppe, zwischen ihnen das »wichtige Lager von gelbem Kalk«. Die Oolithbank β sei 0,6 Meter dick. An der Michelskuppe wurde diese Bank auf 1 Meter angegeben.

Bezüglich der »wichtigen gelben« Schichten ist zu bedenken, dass der Abhang des Ramsberges sehr verwittert ist, während in der Michelskuppe frische Steinbrüche umgehen. Da ist die gelbe Farbe ein recht unzuverlässiges Merkmal.

Der Abstand der Bank β von der »Unteren Terebratulabank« wird von Frantzen auf 24,01 Meter angegeben (S. 31). In meinem Profil wird die braune Astartebank η von ihm (S. 22. 23) für sein β erklärt; die Schichten μ ν im Kirchthal für die »Untere Terebratulabank«. Meine Messungen ergeben hier von η bis ν 32 Meter!

Eine Spiriferenbank giebt Frantzen vom Ramsberge an, sie sei 0,18 Meter dick und liege 5,79 Meter von der Unteren Terebratulabank, 18,04 Meter von der Bank β entfernt.

Im Kirchthal ist die Spiriferenbank 0,30 Meter dick; sie liegt 12 Meter unter ν, 20 Meter über η. Alles das sind gewiss bei der grossen Nähe keine Anzeichen für die Identität der Bänke.

Bei Kreuzburg erklärt Frantzen (S. 35) für β eine 1,11 Meter dicke Wechselfolge von Mergelerde und »Oolithkalk«-Schichten, deren dickste auf 0,16 Meter angegeben wird, ohne sonst irgend eine Versteinerung oder sonst etwas Charakteristisches anzugeben. Die Oberfläche dieser Straten, »welche übrigens in ihrer Zahl etwas veränderlich sind, ist zuweilen wellig«, eine Erscheinung, welche nach Frantzen ebenso wie die Absonderung der »Bank« in so viele einzelne Schichten auf »stärkere Wellenbewegung bei der Ablagerung« hindeuten soll.

Das erinnert an die originelle Stelle des trefflichen Alberti, wo von der Entstehung des Wellenkalks die Rede ist [1]). Eine naturgemässe Erklärung dieser Schichtenform ist damit aber nicht gegeben, denn die Runzeln des Wellenkalks entsprechen nicht den durch Wellenbewegung des Wassers entstandenen »ripple marks«.

6. Steinbrüche bei Waltershausen.

Ich erwähne hier noch zwei Steinbruchsprofile, welche ich im vorigen Jahre in Waltershausen gemessen habe. Die Brüche liegen nahe beisammen in demselben Horizont des steil nach NO. einfallenden Oberen Wellenkalks, bieten sehr gute Aufschlüsse, zeigen aber grosse Verschiedenheit.

In dem Schacke'schen Bruch liegen auf Wellenkalk 2 Meter Schaumkalkbänke, welche das Hauptobject des Abbaues bilden, darauf folgt über einer 0,18 Meter dicken Zwischenlage von Wellenkalk eine zweite, aber sehr ungleich dicke (zwischen 0,10 und 0,45 Meter schwankende) Schaumkalkschicht; dann 2 Meter Wellenkalk, eine 1,10 Meter dicke, von Geröllen erfüllte graue Bank, dann wieder 2 Meter dünne Wellenkalkschichten, hierüber 1 Meter stärkere Kalksteinschichten mit vielen Muscheln. Als Decke folgen unregelmässig liegende weisse, mürbe Kalksteine, welche dem Mittleren Muschelkalk gleichen [2]).

In dem nahen Ortmann'schen Bruch liegen zuunterst zwei Schaumkalkbänke, die untere 0,50 Meter, die obere 0,60 Meter dick, dazwischen eine Lage von 0,30 Meter Wellenkalk. Ueber diesen Schichten folgt 3 Meter Wellenkalk, nach oben etwas ebenere Schichten enthaltend; hierauf eine röthliche Schaumkalkbank von 0,50 Meter mit vielen Geröllen, dann wieder dünne Schichten.

Trotz der grossen Nähe der Brüche an einander und ihrer Aehnlichkeit liess sich doch nicht mit unbedingter Sicherheit die Identität einzelner Bänke in den beiden Reihen feststellen; so gross sind die Schwankungen in der Mächtigkeit, dem petrographischen

---

[1]) Alberti, Monographie (1834) S. 335.

[2]) In diesem Bruch ist eine ausgezeichnet schöne Krone von *Encrinus Carnalli* Beyr. gefunden worden, welche sich in der Sammlung zu Schnepfenthal befindet.

und palaeontologischen Verhalten der einzelnen Bänke in der Schichtenfolge des Oberen Wellenkalks.

7. Die Conglomeratschichten.

Für die Gerölle der Conglomeratschichten des Wellenkalks wird von Herrn FRANTZEN (S. 88) die Ansicht ausgesprochen, dass dieselben durch Strömungen vom Untergrunde des Meeres losgerissen und eine kürzere oder längere Strecke fortgeführt worden seien.

Diese Idee steht im Widerspruch mit allen anderen Ausführungen FRANTZEN's; denn wenn Strömungen am Meeresgrunde Schichten zerstörten, wo blieb dann die immer behauptete Continuität der Muschelkalkschichten, welche sich doch auf ebendemselben Meeresboden befunden haben müssten?

Der Meeresgrund hat aber solche Gerölle nicht geliefert. Ihr Ursprung ist vielmehr in der Abrasion der Küsten durch die Brandung oder in der Herbeischaffung durch Landgewässer zu suchen.

8. Die Oolithfrage.

Bezüglich der Definition des Begriffes Oolith verweise ich auf meine früher (l. c. S. 273 und ffd.) gegebenen Erläuterungeu, in welchen über die Eigenschaften und Entstehungsweise der echten Oolithe, sowie über ähnliche damit nicht zu verwechselnde Körper ausführlich die Rede ist.

Herr FRANTZEN hat versucht (S. 83), den Begriff Oolith auf andere Körper zu erweitern, welche aber gar keine Oolithe sind, und hat dabei in seiner Arbeit eine solche Verwirrung der Anschauungen zu Wege gebracht, dass ihm jede klare Definition des Begriffes Oolith verloren geht.

Seine Behauptung (S. 3), dass Schaumkalk lediglich durch Auslaugung von Oolithen entstanden sei, ist durch meine Photogramme (l. c. Taf. VII, XI, X) widerlegt, in welchen sowohl Oolithe mit durchweg faseriger Structur neben solchen, welche alle möglichen Einschlüsse enthalten, als ferner unverhüllte Crinoidenfragmente, Muschelstückchen, Körner mit entschieden

pflanzlichem Zellgewebe und krystallinische Kalksteinfragmente liegen.

Herr FRANTZEN hat ebenfalls 3 Tafeln mit Photogrammen gegeben, welche aber nichts Neues bringen, aber das Gute haben, dass sie zeigen, was für Gesteine er unter dem Namen Oolithkalk aufführt. Neben einzelnen wirklich oolithischen Gesteinen sind es grösstentheils solche, welche auf diese Bezeichnung gar keinen Anspruch haben, sondern vielmehr gewöhnliche Detrituskalksteine sind. Besonderen Werth legt er auf eine Zeichnung (Taf. III, Fig. 4), welche indess nichts Anderes darstellt, als einen aus flachen Körnchen zusammengesetzten Kalkpsammit, wie man ihn in alten und neuen Formationen häufig findet.

Von einigem Interesse ist die Taf. I, Fig. 1 dargestellte, in einem Oolithkorn eingeschlossene Foraminifere, welche mit der von mir (l. c. Taf. XIII, Fig. 3) abgebildeten Form übereinstimmt, ebensogut zu *Cornuspira* als zu *Ammodiscus* gehören kann, und schon im Zechstein vorkommt.

S. 79 bestreitet Herr FRANTZEN die von mir unter ausführlicher Motivirung und Reserve ausgesprochene Ansicht, dass die kleinen eiförmigen Körper, welche die Mihlaer Mehlsteine erfüllen und sich von echten Oolithen wesentlich unterscheiden[1]), pflanzlicher Natur sein dürften. Gründe für seine Ansicht hat er indessen nicht beigebracht.

Im folgenden Satze erklärt er die Entstehung von Oolithkörnern auf »chemischem«[2]) Wege für zweifelhaft und entscheidet sich für eine »zoogene« Herkunft derselben.

Er bestreitet die von mir gegebene Benennung und Definition der Pseudoolithe (nicht Pseudooolithe!) als Psammite (S. 3 u. 88). Die gerundeten und mancherlei andere Formen zeigenden Körner krystallinisch körnigen Kalksteins sollen nach ihm nicht etwa herbeigeführte Fragmente früher existirender Schichten sein; »denn« sagt er, »die Annahme scheitere von vorn herein an der Schwierigkeit, zu erklären, woher das zu Kalksand zerriebene Kalkgestein stamme« (!).

---

[1]) S. 84 sagt Herr FRANTZEN, dass er sie für »Muschelbruchstücke« erkenne. — Das sind sie ganz gewiss nicht!

[2]) Soll wohl heissen: anorganischem?

Hätte er in v. Richthofen's »Führer« S. 336 u. ffd. nachgelesen, so würde er sich vielleicht eine Erklärung haben bilden können.

Die Pseudoolithe sollen sich also nach Frantzen (S. 89—91) ebenso wie die concentrisch-schaligen und radialfaserigen Oolithkörner »als rundliche Kügelchen aus dem Wasser niedergeschlagen haben«, und »als sie ausgeschieden wurden«, sollen sie »noch ganz weich« gewesen sein, »so dass sie bei der Bewegung im Wasser mitunter zerbrochen sind und selbst geringerem Druck des Wassers nachgegeben haben«.

Diese Sätze bedürfen keiner Widerlegung, sie sind von selbst hinfällig.

Die in meinem Photogramm (l. c. Taf. VII, Fig. 1) enthaltenen mannichfaltigen Dinge [1]) sollen nach Herrn Frantzen auf dieselbe Weise entstanden sein. Er hält sie für »Oolithe«, obgleich das Ganze ein so deutlich psammitisches Gemenge ist, dass ein Jeder, der sich nur einmal gründlich mit solchen Studien beschäftigt hat, nicht einen Augenblick darüber in Zweifel bleiben kann.

Wie unbestimmt Herrn Frantzen's Begriffe von »Oolith« sind, zeigt seine Bemerkung über einen bei Madelungen gefundenen Kalkstein (S. 86): Hier »wird der Oolithkalk ungewöhnlich grobkörnig. Die Oolithkörner haben ihre Umrisse gänzlich verloren und sind nur durch trübe Flecken in den Krystallen angedeutet«.

Am Schluss seiner Abhandlung gesteht Herr Frantzen selbst, dass er über die Entstehung der Oolithe nichts Neues gefunden habe und gelangt schliesslich zu sehr hypothetischen Folgerungen, indem er die Oolithe mit Coccolithen und Globigerinen zusammenstellt und endlich von den ersteren sagt, »sie sind die Globigerinenschlämme dieser Zeitperiode«!

---

[1]) In den Lichtdruckbildern ist leider die feinere Structur der einzelnen Körperchen, welche in den Originalphotographien oft noch sehr deutlich erkennbar ist, häufig verloren gegangen, und mussten deshalb in den Tafelerklärungen, und zwar für Einiges erst nachträglich am Ende dieses Jahrbuches Band 1887, Erläuterungen hinzugefügt werden. In den Präparaten erkennt man unter dem Mikroskop die Structurverhältnisse der einzelnen Gemengtheile mit vollkommener Schärfe und ist namentlich das charakteristische und nie zu verkennende Gewebe der Crinoiden bis in die kleinsten Splitter ausgezeichnet schön erhalten.

Wie nun aus dem Vorhergehenden zum Ueberfluss hervorgeht, dass die Begriffe von Oolith und Oolithkalk bei Herrn Frantzen wenig scharf gefasst sind, so ist auch die Anwendung der von ihm gebrauchten Benennungen häufig unbegründet.

Ob Bänke »Schaumkalk« oder »Oolith« sind, gilt bei seinen Vergleichungen bald als wichtig, bald als gleichgültig. Die 7 für die Durchführung der Gliederung gewählten Bänke werden alle »Schaumkalk« genannt (S. 9). Wenn sie aber ganz frei von Oolith sind, oder wenn sie nur aus gemeinem dichten Kalkstein bestehen, dann findet selbst Herr Frantzen, dass der Name Schaumkalk »schlecht zur Sache passt« und schlägt vor, man solle dann nur die griechischen Buchstaben α β γ δ, nicht aber die Namen Oolith oder Schaumkalk setzen (S. 4). Wo bleibt bei solchem Beginnen die Zuverlässigkeit einer auf petrographische Merkmale begründeten Gliederung?!

9. Die Gliederung des Wellenkalks im Allgemeinen.

Dass in der Unteren Abtheilung des Wellenkalks eine grosse Aehnlichkeit in den Erscheinungen der Schichtenfolge durch ganz Thüringen stattfindet, habe ich nie bezweifelt und habe es selbst ausgesprochen (S. 319), nur habe ich stets vor einem zu weit gehenden Schematismus in der Darstellung gewarnt. Ein solcher entspricht den thatsächlichen Vorgängen in der Natur überhaupt nicht und bringt die Gefahr mit sich, dass vorhandene Abweichungen und Veränderungen im Fortstreichen mancher Schichten und Schichtengruppen, welche für die spätere geologische Erkenntniss von grosser Wichtigkeit sein können, in künstlichem Beiwerk begraben und der sachlichen Beurtheilung entzogen werden.

Es würde für die stratigraphische Vergleichung einen ganz anderen Nutzen haben, wenn man zusammenhängende Profile genau studiren und in der Weise darstellen wollte, wie ich es mit dem Kirchthal-Aufschluss gethan habe, das heisst mit lediglich sachlicher Darstellung der Beobachtungen, ohne künstliche Deutungen und Zusammenziehung oder Gruppirung nach zweifelhaften Hypothesen.

In Bezug auf die obere Abtheilung des Unteren Muschelkalks, namentlich die Schaumkalkzone, welche man als δ be-

zeichnet, herrscht eine weit grössere Ungleichförmigkeit als in tieferen Zonen. Es würde ein grosser Missgriff, eine graphische Unwahrheit sein, wenn man diese Thatsache der Gewohnheit und einem verirrten Schönheitsgefühl zu Liebe auf den Specialkarten verleugnen wollte. Die genaue Aufsuchung, Beobachtung und Darstellung dieser Ungleichförmigkeiten und Intermittenzen hat im Gegentheil für die Geologie der deutschen Trias eine besondere Bedeutung.

Herr Frantzen hat solche Intermittenzen ebenfalls gesehen (cf. S. 60. 61), aber er will sie nicht gelten lassen[1]). Er behauptet, die Schaumkalke seien dort vorhanden gewesen, aber durch »das Eindringen von Schlottenwasser aus dem Mittleren Muschelkalk metamorphosirt worden«.

Diese Erklärungsweise ist so eigenartig, dass ich mich mit ihrer Widerlegung nicht aufzuhalten brauche.

S. 58 spricht Herr Frantzen in Betreff der »Schaumkalkzone δ und der Orbicularis-Schichten Folgendes aus: »Nur dadurch unterscheiden sich die Schichten der Zone δ und die Orbicularisschichten in diesen Gegenden von den gleichen Ablagerungen südlich von Eisenach, dass nördlich vom Thüringer Wald dieselben häufig in einem etwas anderen Gewande erscheinen und sich in ihrem Habitus den Schichten des Mittleren Muschelkalks nähern.«

Er giebt damit zu, dass diese Schichten petrographisch keine Schaumkalke sind. — Quod erat demonstrandum!

Wenn man Schichten verschiedener Lokalitäten identificiren will, so genügt es nicht, nach Herrn Frantzen's Art und Weise »Oolithbänke« anzugeben; denn diese Bezeichnung ist, wie wir gesehen haben, wenig bezeichnend oder von sehr zweifelhafter Bedeutung. Bei solchem Verfahren hat man nicht die geringste Sicherheit dafür, dass die von Herrn Frantzen über die Stellung seiner einzelnen, wenig ausgedehnten und unzusammenhängenden Schichtenreihen aufgestellten Behauptungen sich bewahrheiten. Bei

---

[1]) Die Veränderlichkeit und das Auskeilen der Schaumkalkbänke bestreitet er (S. 9), während er an anderen Stellen (S. 4 u. 10) diese Erscheinungen selbst beschreibt.

der Mächtigkeit des Unteren Muschelkalks, welche bei Eisenach mindestens 140 Meter beträgt, kann ein angebliches α oder β ganz wo anders hingehören, als Herr Frantzen so apodiktisch behauptet.

Man müsste für solche Vergleichungen wenigstens eine grössere Anzahl gut bestimmter Versteinerungen in den betreffenden Schichten nachweisen, um darauf die Annahme gründen zu können, dass sie unter gleichen Verhältnissen gebildet worden seien; in allen aus der Gegend von Eisenach von Herrn Frantzen beschriebenen Schichtenreihen fehlen aber Angaben über *in situ* gefundene Versteinerungen fast gänzlich.

Für eine petrographische Bestimmung und Bezeichnung der Bänke ist eine eingehendere Untersuchung unerlässlich. Nur durch genauere Kenntniss der Gemengtheile lassen sich Schlüsse auf die Entstehungsweise der Schichten begründen und entscheiden, ob ihr Aufbau durch von fernher herbeigeführte Fragmente oder durch lokales Thier- und Pflanzenleben, oder durch mineralische Niederschläge in flachem oder tiefem Meere erfolgt ist.

10. Schwefelkies und Markasit.

Ich habe (l. c. S. 273 u. 278) das Vorkommen des Schwefeleisens in den Muschelbreccien und Pseudoolithen, so wie die Vorgänge bei der Verwitterung solcher Gesteine besprochen und hätte nicht geglaubt, dass von irgend einer Seite Zweifel an der Richtigkeit der gegebenen Beschreibungen und der Erklärung dieser Erscheinungen erhoben werden könnten.

Wenn dennoch Herr Frantzen (S. 87) dieses bestreitet und die »schwarzen Körnchen«, welche er in den Pseudoolithen gesehen hat, für etwas anderes, als Schwefeleisen erklären will, so kommt das nur daher, dass er seine Präparate nicht bei richtiger Beleuchtung und genügender Vergrösserung angesehen, und das Mineral nicht erkannt hat.

Körnchen von Schwefeleisen, d. h. sowohl Pyrit als Markasit, sind in diesen Gesteinen ausserordentlich verbreitet und erscheinen im Dünnschliff bei durchfallendem Licht als undurchsichtige schwarze Körnchen. Bei auffallendem Sonnenlicht aber haben sie ganz

deutlich die graugelbe Farbe des Schwefelkieses oder Markasits. Die Unterscheidung, ob man Pyrit oder Markasit vor sich hat, ist oft schwierig oder unmöglich und kann daher bei der Benennung »Schwefelkies« auch oftmals Markasit mit unterlaufen; im Grossen kommen ja auch beide Formen gemengt vor.

In meinen Präparaten von Pseudoolith sieht man deutlich beide Vorkommnisse und zwar sowohl Pyritkörnchen mit vollkommener Krystallform und spiegelnden Flächen regulärer Gestalten, als kleine Kügelchen und traubige Aggregate mit strahligem Aufbau, wie ihn im Grossen die Strahlkiesknollen zeigen.

In den verwitterten braunen Rinden der blaugrauen Pseudoolithe hält es nicht schwer, die früheren Schwefelkiese als Brauneisenstein-Pseudomorphosen wieder zu erkennen, welche die Krystallgestalten behalten haben, während bei der Zersetzung ein Theil des Eisenoxyds als gelbbraune Färbung in die Umgebung überging. Aehnliches sieht man in den meisten analogen Gesteinen.

Ich schliesse hiermit meine Erwiderung auf die von Herrn Frantzen vorgebrachten Einwände, indem ich mir vorbehalte, an anderem Orte die Stratigraphie des Muschelkalks und der übrigen Triasglieder, so wie ihre Entstehungsgeschichte im Allgemeinen noch weiter zu behandeln.

Ueber die Gliederung des Wellenkalks im mittleren und nordwestlichen Deutschland.

Von Herrn **W. Frantzen** und **A. v. Koenen.**

Die Gliederung des Wellenkalkes ist von jeher in sehr verschiedener Weise durchgeführt worden, sowohl in den bezüglichen Abhandlungen und Aufsätzen, als auch auf den einzelnen Blättern der geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten; namentlich aber schwanken die Angaben über die im Wellenkalk auftretenden festen Bänke sehr erheblich und lassen sich in vielen Fällen nicht klar deuten oder in Einklang bringen.

Die allgemeine Kenntniss des Wellenkalks ist somit keineswegs befriedigend; besonders störend tritt dieser Mangel aber auf den geologischen Specialkarten hervor, auf welchen eine einheitliche und gleichmässige Gliederung in erster Linie wünschenswerth erscheint.

Der Grund dieses Mangels liegt aber ohne Zweifel einerseits in der verschiedenen Auffassungsweise der verschiedenen Autoren, andererseits aber auch darin, dass sie ungenügend aufgeschlossene Profile oder auch zum Theil etwas abweichend entwickelte Gesteine vor Augen hatten und daher verschieden deuteten.

Die Unterzeichneten waren nun, Jeder für sich durch Untersuchungen in der weiteren Umgebung seines Wohnsitzes, zu wesentlich übereinstimmenden Anschauungen über die Gliederung des Wellenkalkes gelangt und hielten es im Interesse der Sache für geboten, zu untersuchen, in wie weit diese Anschauungen

über grössere Gebiete hin Gültigkeit hätten. Sobald es gelang, an einer Anzahl weiter von einander entfernter Stellen übereinstimmende Profile nachzuweisen, war für alle dazwischen liegenden Gebiete eine Norm gegeben, nach welcher die gleichmässige Gliederung durchgeführt werden konnte.

Das Hauptgewicht war hierbei auf die Verbreitung der festen Bänke zu legen, welche in Thüringen mit den Namen »Oolith-Bänke«, »Werkstein-« oder »Terebratel-Bänke« und »Schaumkalk-Bänke« belegt werden, ferner auf Zahl und Zusammensetzung sowie auf den Abstand der einzelnen Bänke von einander, und endlich auf die Grenzschichten zwischen dem Unteren und Mittleren Muschelkalk.

Die Untersuchung wurde deshalb auf eine Anzahl Stellen ausgedehnt, an welchen uns gute Profile bekannt, oder an welchen solche zu erwarten waren, nämlich:

1) den Bahneinschnitt bei Hardegsen nordwestlich von Göttingen;
2) Aufschlüsse zwischen Kreiensen und Gandersheim;
3) die Umgegend von Warburg;
4) ein Profil südlich von der Station Wissingen bei Osnabrück;
5) die Hainleithe bei Sondershausen.

Durch die sorgfältigen Untersuchungen von Eck sind die Schichtenfolgen des Wellenkalks bei Sondershausen ja wohl bekannt, aber gerade diese mussten mit den übrigen verglichen werden.

Eck hatte dort 4 Schaumkalk-Bänke unterschieden und mit den Buchstaben α, β, γ und δ bezeichnet.

Die Bänke α und β waren mit Recht mit den »Oolith-Bänken« Thüringens parallelisirt worden, die Bank γ mit dem »Werkstein-« oder »Terebratelbank«-Horizont, und die Bank δ mit dem Schaumkalk Thüringens.

Da die Witterung wenig günstig war, und da über die Deutung der Bänke α und β keinerlei Zweifel obwalteten, wurde auf deren Untersuchung verzichtet, zumal da eine solche unverhältnissmässig viele Zeit in Anspruch genommen haben würde.

Unter der ortskundigen Führung des Herrn Picard wurden die Steinbrüche des »Grossen Todtenberges« und am »Kärrners-Platz« besucht.

In den ersteren waren aufgeschlossen von oben nach unten:

1) 1,30 Meter fester, wulstiger, blaugrauer Kalk (Löcherkalk), wechselnd mit rostfarbenem Oolith;
2) 1,45 » gewöhnlicher, graublauer bis graugelblicher, dünnschichtiger Wellenkalk;
3) 1,10 » blauer Wellenkalk in etwas dickeren Schichten;
4) 0,93 » rostbrauner Oolith mit zahlreichen Lagen von festem, blauem Wulstkalk;
5) 0,91 » oolithischer und schaumiger Kalk;
6) 1,17 » brauner Schaumkalk.

Diese Schichten wurden von Eck kürzer bezeichnet mit:

I. 2,2 Meter »dicke Schaumkalke« (= 5 und 6);
II. 3,218 » theils wulstige, theils ebenflächig geschichtete, dichte, nur hier und da poröse Kalksteine (= 2, 3 und 4);
III. 0,94 » theils poröser, theils grauer, dichter, von cylindrischen Höhlungen durchsetzter Kalkstein (= 1) [1])

und wurden als Bank γ zusammengefasst.

Ohne Zweifel entsprechen aber die Schichten I und III den beiden Terebratel- oder Werkstein-Bänken Thüringens, denen sie auch petrographisch zum Theil vollkommen gleichen, und II ist das Wellenkalk-Mittel zwischen beiden. Eigenthümlich für die braunen, schaumigen Kalke (5 und 6) ist das häufige Vorkommen von *Myophoria orbicularis* (oder *M. ovata*), sowie von *Turritella scalata*. In denselben Schichten fand sich auch stellenweise häufiger *Encrinus Brahli*, ferner *E. Beyrichi* Picard, *Ammonites dux, Ophioderma asteriforme* Pic. und Rhyncholithen. *Terebratula vulgaris* ist häufig.

---

[1]) Wie Herr Picard mittheilte, ist diese Bank zur Zeit von Eck's Besuch weniger gut und weniger mächtig aufgeschlossen gewesen.

In dem grossen Steinbruche »am Kärrners Platz« sind ausser den von ECK beobachteten Schichten durch ausgedehnten Betrieb seitdem unter der Dammerde noch 0,40 Meter oolithisch-dolomitischer Schaumkalk aufgeschlossen worden, darunter folgen also:

2) 0,9 Meter mürbe, bräunliche, sandige, ebenflächige Kalke;

3) 2,2 » bläulicher Wellenkalk mit *Myophoria orbicularis*;

4) Schaumkalk (δ bei ECK).

Ueber der Schaumkalkbank δ ist hier also noch eine zweite vorhanden; die untere derselben war auch in einem kleinen Steinbruche in der »langen Grube« aufgeschlossen, etwa 0,80 Meter Schaumkalk, darüber 0,50 Meter nur sehr schwach oolithischer Kalk, darüber folgt auch hier schlechter aufgeschlossener Wellenkalk mit *Myophoria orbicularis*; ferner mürber, gelblicher Kalk und dann fester, gelblicher, schwach oolithischer, etwas conglomeratischer Kalk. Ueber diesem war etwa 1 Meter höher wieder mürber, gelber Kalk sichtbar, und endlich ragte, 0,3 — 0,4 Meter mächtig, aus der Böschung ein dolomitisch-oolithischer, schaumiger Kalk voll von Muschelresten hervor.

Es ist hier also noch eine dritte Schaumkalkbank konstatirt, welche ebenso wie die mittlere, zweite, bisher dem Mittleren Muschelkalk zugerechnet wurde, und diese werden von einander, sowie auch von der unteren durch Gesteine getrennt, welche denen des Mittleren Muschelkalks zum Theil ganz ähnlich sind. ECK's Schicht mit *Myophoria orbicularis* liegt aber unmittelbar über der unteren Schaumkalkbank.

Es steht dies somit ganz im Einklang mit den Verhältnissen, wie sie von FRANTZEN [1]) aus der Gegend von Creuzburg beschrieben wurden und wie sie auch in der Gegend von Göttingen sich finden.

Der Bahneinschnitt von Hardegsen mit seinen fast senkrechten Wänden bietet ein vollständiges Profil vom obersten Röth

[1]) Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1887, S. 60.

bis zum Mittleren Muschelkalk. An einer Stelle ist zwar das Profil durch einen Thaleinschnitt mit einem Fahrwege unterbrochen, doch liegen auf der einen Seite desselben die untere Oolithbank (= α) und auf der anderen Seite sind noch die überall darüber folgenden gelben Kalke sichtbar, so dass eine Störung, welche wohl diese auffällige Thalbildung veranlasst haben könnte, jedenfalls keine nennenswerthe Verwerfung im Gefolge hat.

Ueber den rothen Röth-Thonen folgen 4 bis 5 Meter graue, mergelige, z. Th. plattige Kalke und 2,25 Meter mürbe Kalke, welche unten gelblichgrau, nach oben mehr gelblich und zu oberst, 0,30 Meter dick, eigelb werden. In den grauen Kalkplatten findet sich ziemlich häufig eine *Lingula* und seltener *Myophoria* cf. *vulgaris*; etwas tiefer kommen Saurier-Reste und *Gyrolepis*-Schuppen vor; es wären dies also Vertreter der oberen sogenannten Coelestin-Schichten von Jena und der *Modiola*-Schichten von Meiningen.

Der Wellenkalk selbst beginnt mit 0,20 Meter dolomitisch aussehendem Conglomerat von bräunlichen, etwa erbsengrossen Geröllen. Darüber folgen:

1) 36 Meter Wellenkalk mit einzelnen Turbiniten- und auch oolithischen Schichten, eine derselben etwa 10 Meter von oben;
2) 0,75 » untere Oolithbank (= α), wulstiger, harter, blaugrauer Kalk mit Streifen von rostbraunem, oolithischem Kalk;
3) 5—6 » Lücke im erwähnten Thaleinschnitt und darüber gelber, mürber Kalk;
4) 33,5 » Wellenkalk;
5) 2,23 » untere Terebratelbank (Werksteinbank E. E. Schmid's = γ), vorwiegend fester, blaugrauer, wulstiger Kalk; nur in den unteren 0,88 Meter liegen dickere Streifen von oolithischem, rostfarbenem Kalk;
6) 3,20 » Wellenkalk;
7) 1,50 » obere Terebratelbank (Werksteinbank E. E. Schmid's).

Die untere Hälfte besteht aus festem, blaugrauem Kalk, zuweilen mit stylolithischen Schichtflächen, aber verwachsen mit 0,81 Meter rostfarbenem, oolithischem Kalk, reich an *Turbo gregarius, Gervillia socialis,* Terebrateln etc.

Nur 0,4 Meter höher folgt, ähnlich wie bei Meiningen, ein dünnes, 5 bis 7 Centimeter dickes, fossilreiches Bänkchen.

8)	14 Meter	Wellenkalk mit ein Paar dünnen, fossilreichen Schichten, und 0,94 Meter von der oberen Grenze mit 1,45 Meter eigelbem Kalk;
9)	0,60 »	untere Schaumkalkbank (δ), heller Schaumkalk, mit Streifen von dichtem, blaugrauem Kalk;
10)	2,23 »	Wellenkalk;
11)	0,17 »	mittlere Schaumkalkbank, Schaumkalk, hell, mit platten Geröllen;
12)	1 »	Wellenkalk, blaugrau;
13)	2,50 »	blassgelber, mürber, dichter, plattiger Kalk, ähnlich den Gesteinen des mittleren Muschelkalks;
14)	0,20 »	obere Schaumkalkbank, mürber, gelblicher, sandiger, fein-poröser Kalk mit einzelnen platten Kalkgeröllen und zahlreichen *Myophoria orbicularis.*

Darüber folgen mürbe, leicht zerfallende, dünnplattige, gelbliche Mergelkalke, von welchen allenfalls die untersten 2,2 Meter als Vertreter der sogenannten »*M. orbicularis*-Schichten« zum Wellenkalk gezogen werden könnten, da sie, wenn auch nur sehr geringe Spuren von Wellenkalkstructur besitzen.

Zwischen Kreiensen und Gandersheim ist zunächst in dem Bahneinschnitt nordöstlich von Kreiensen der Theil des Wellenkalkes zwischen den Oolithbänken (α und β) und den Terebratelbänken (γ) aufgeschlossen. Oestlich von einer streichenden

Verwerfung folgen am südlichen Hange des Einschnittes über etwa 6 Meter Wellenkalk:

1) 0,48 Meter rostbraune untere Oolithbank (α);
2) 5,26 » Wellenkalk und oben gelber, ebenplattiger Kalk;
3) 0—0,15 » rostbraune obere Oolithbank (β);
4) 34,22 » Wellenkalk;
5) 2,9 » untere Terebratelbank (γ), blaugrauer, wulstiger Kalk mit unebenen Lagen von rostbraunem Oolithkalk mit *Terebratula vulgaris, Myophoria orbicularis, M. vulgaris, Gervillia socialis, Lima striata, Turbo gregarius, Dentalium laeve;*
6) 3,08 » fester, blauer Wellenkalk;
7) 1,25 » dünn geschichteter, schwach gelblicher, mürber Kalk;
8) 1,25 » obere Terebratelbank, meist blaugrauer Kalk in vielen Lagen, mit Lagen von rostfarbenem, schaumigem Kalk.

Die oberste, eigentliche Schaumkalkzone (δ) ist in einem tiefen Steinbruche nahe der Abdeckerei südlich von Gandersheim aufgeschlossen und war besonders günstig zugänglich. Es wurde gemessen:

1) 2,03 Meter untere Schaumkalkbank (δ), heller, grossentheils homogener, feinporiger Schaumkalk mit vereinzelten dünnen Streifen von grauem Kalk;
2) 0,75 » grauer, plattiger Kalk;
3) 0,80 » mürber, dünnschichtiger Kalk mit *Myophoria orbicularis, Gervillia costata* und *Lingula tenuissima*; aus demselben wurden durch v. Koenen früher *Encrinus Carnalli*, Fisch- und Saurier-Reste und Zweige von *Voltzia* sp. angeführt.

4) 1,12 Meter mittlere Schaumkalkbank, mehrere Lagen von hellem Schaumkalk, wechselnd mit dichtem Kalk;

5) 2,70 » grauer, plattiger Kalk;

6) 0,50 » obere Schaumkalkbank in 2 plattigen Lagen, zwischen welchen plattiger, dichter Kalk liegt.

Darüber folgen circa 4 Meter mürbe, gelbliche, ebenflächige Platten, von welchen allenfalls 0,84 Meter als Vertreter der sogenannten *M. orbicularis*-Schichten gelten könnten, der Rest jedenfalls zum Mittleren Muschelkalk gehört.

Zwischen Warburg und Hümme sind ferner auf der linken Seite der Diemel etwa 2 und etwa 4 Kilometer östlich von Liebenau zwei Steilhänge von Wellenkalk vorhanden. An dem ersteren steht über etwas Wellenkalk, z. Th. 2 Meter über der Thalsohle:

1) 0,53 Meter untere Oolithbank (α) aus mehreren blaugrauen und oolithischen Lagen zusammengesetzt;

2) 5,3 » grauer, vorwiegend aber gelber, ebenflächiger, dichter Kalk;

3) 0,6–1,49 » obere Oolithbank (β) in einer Bank, bräunlich, schaumkalk-artig;

4) 34,6 » Wellenkalk (nach einer Aneroïd-Messung), oben etwas gelber Kalk und 6,6 Meter von oben 0,38 Meter rostfarbener Kalk;

5) 2,75 » untere Terebratelbank, ähnlich wie bei Hardegsen und Gandersheim, wesentlich wulstige, harte Kalke mit schwachen Lagen von rostbraunem Oolithkalk;

6) 3,95 » Wellenkalk;

7) 0,83 Meter obere Terebratelbank, die unteren 0,48 Meter blauer Kalk, darüber blauer Kalk mit rostbraunem Schaumkalk wechselnd.

Darüber folgen bis zur oberen Kante des Steilhanges noch etwa 8,75 Meter mürber Wellenkalk, welcher nur durch das Herausbrechen des meist stark zersetzten Basaltes aus einem kleinen Basaltgange aufgeschlossen worden war. Ueber der Kante folgen bald mürbe Gesteine, welche in den eigentlichen Schaumkalk-Horizont (γ) gehören und an dem nächsten Steilhang nahe der Diemel-Brücke bei Ostheim gut aufgeschlossen sind.

Es stehen dort über den eben erwähnten festen Wellenkalkschichten über der oberen Terebratelbank:

1)	etwa 6	Meter	mürbe, mergelige, leicht zerfallende Schichten;
2)	circa 2,6	»	dünnschichtige, fast ebenflächige, mässig feste Kalke;
3)	1	»	gelber, ebenflächiger Kalk;
4)	0,28	»	untere Schaumkalkbank (δ), Schaumkalk mit Lagen von blauem Kalk wechselnd;
5)	1,7	»	fester Wellenkalk;
6)	1,6	»	theils feste, theils mergelige Schichten mit *Myophoria orbicularis*;
7)	0,12	»	mittlere Schaumkalkbank, reiner Schaumkalk;
8)	0,53	»	mürber, dünnplattiger, ebenflächiger mergeliger Kalk;
9)	0,05	»	obere Schaumkalkbank;
10)	3,1	»	Wellenkalk, mässig fest;
11)	1,6	»	mürber, mergeliger Kalk;
12)	0,5	»	festere, ebenflächige Kalkplatten mit *Myophoria orbicularis*.
			Mittlerer Muschelkalk.

Südlich von Warburg, im Wittmar-Walde und östlich von Volkmarsen finden sich in grösserer Ausdehnung Steinbrüche in der unteren Terebratelbank (γ), welche überall die obere Kante des steilen Wellenkalk-Gehänges bildet und ziemlich mächtige rostbraune, oolithische Kalke in wenig mächtigen, unregelmässig begrenzten, rauhen Platten abgesondert enthält. Etwa 100—200 Meter oberhalb dieser Kante ist stellenweise in kleinen, verfallenen Steinbrüchen Schaumkalk (vermuthlich δ) ausgebeutet worden. Da bessere fortlaufende Aufschlüsse fehlen und zudem Verwerfungen in grösserer Zahl auftreten, war es nicht möglich, hier ein Urtheil über Mächtigkeit und Zusammensetzung der übrigen festen Bänke des Wellenkalks zu gewinnen.

Südlich von der Station Wissingen östlich von Osnabrück, an der Strasse von Bissendorf nach Borgloh, war in früheren Jahren von v. Koenen zusammen mit Herrn Dr. Bölsche ein verhältnissmässig gutes Profil durch den Wellenkalk, besonders durch dessen oberen Theil, beobachtet worden; leider war dasselbe jetzt sehr verfallen, vielleicht in Folge des Herausbrechens der festeren Bänke aus der Böschung. Die Grenze zwischen Röth und Wellenkalk (nach Süden hin) ist durch Lehm verdeckt; sichtbar sind etwa:

1) 22 Meter Wellenkalk, worin 12,5 Meter von unten eine Conglomeratschicht von 0,15 Meter Dicke; zu oberst liegen 1,5 Meter dickere, blaugraue, ziemlich ebenflächige Kalke;

2) 1 » gelb gefärbter Kalk;

3) 0,3 » feste bräunliche, ebenflächige Kalke.

Hier folgt eine 50 Meter breite Thaleinsenkung, welche vielleicht durch eine nahezu streichende Störung bedingt ist;

4) — » Wellenkalk, einige Meter mächtig, folgt nördlich der Schlucht;

5) 0,55 Meter intensiv gelber Kalk;
6) 2 » Wellenkalk;
7) 0,20 » rostbrauner und oolithischer, conglomeratischer Kalk;
8) etwa 10—12 Meter Wellenkalk, längs der Strasse auf 54 Schritt, anscheinend ohne festere Bänke, doch verfallen; weiter nach Norden ist das Profil jetzt ganz verhüllt.

Auf den bräunlichen Kalken (3), südlich von der Thaleinsenkung, führt ein Fahrweg durch den Wald auf den Rücken der Anhöhe an einem kleinen, alten Steinbruche vorbei, wo eine einheitliche Schaumkalkbank von über 1 Meter Dicke mit *Myophoria orbicularis* ansteht. Etwas höher scheint in einem anderen kleinen, alten Steinbruche eine zweite, höher liegende Schaumkalkbank ausgebeutet worden zu sein. Darüber folgt Acker mit milden Gesteinen, ähnlich denen des Mittleren Muschelkalks, und in geringer Entfernung nach Norden steil einfallender Trochitenkalk.

Diese Aufschlüsse sind in ihrem jetzigen Zustande nun zwar in keiner Weise klar und entscheidend, sie beweisen jedoch zur Genüge, dass auch im nordwestlichsten Theile Deutschlands der Wellenkalk in erheblicher, ziemlich normaler Mächtigkeit vorhanden ist und eine Reihe von festeren Bänken enthält.

Es könnten also die zuletzt erwähnten Schaumkalkbänke als unterer Schaumkalk (δ) und mittlerer Schaumkalk angesehen werden, die unter 5) und 7) angeführten Schichten als Vertreter der unteren (γ) und der oberen Terebratelbank, und 2) und 3) als dem Oolithbank-Horizont (α und β) angehörig; indessen ist es auch möglich, dass die Bank 7) als Oolithbank β, die mächtige Bank im Walde als untere Terebratelbank aufzufassen ist, wie dies der Eine von uns (Frantzen) für richtiger hält. Ueber diese Fragen konnten wir nicht ohne Weiteres Klarheit gewinnen, da in der dortigen Gegend der Wellenkalk nirgends gute Profile bietet, weil er von Diluvium bedeckt ist, theils auch, weil er von Störungen durchsetzt ist.

Diese Profile sind also in folgender Weise neben einander zu stellen:

	Sondershausen Meter	Hardegsen Meter	Gandersheim Meter	Warburg Meter
Sog. Orbicularis-Schichten	—[1]	—	—	5,2
Obere Schaumkalkbank .	0,4	0,2	0,5	0,05
Zwischenmittel . . .	—	3,5	2,7	0,53
Mittlere Schaumkalkbank	0,9	0,17	1,12	0,12
Zwischenmittel . . .	2,2	2,23	1,55	3,3
Unt. Schaumkalkbank (δ)	0,63—2,2	0,60	2,03	0,28
Wellenkalk	15,7	14	—	18,35
Obere Terebratelbank .	0,94	1,5	1,25	0,83
Zwischenmittel . . .	3,2	3,2	4,33	3,95
Untere Terebratelbank (γ)	2,2	2,23	2,9	2,75
Wellenkalk	15,70	33,5	34,22	34,6
Obere Oolithbank (β) .	0,94	?	0—0,15	0,6—1,49
Zwischenmittel . . .	5	ca. 5	5,26	5,3
Untere Oolithbank (α) .	0,31	0,75	0,48	0,53
Wellenkalk	39,2	36	—	—
Röth	—	—	—	—

Fassen wir das Resultat dieser Untersuchungen zusammen, so ergiebt sich:

1) Dass die drei Haupthorizonte fester Bänke, die sogenannten Oolithbänke (α und β), der Terebratelbank- (γ) und der Schaumkalk-Horizont (δ) von Thüringen und Sondershausen durch das südliche Hannover und Braunschweig, sowie Westfalen bis Osnabrück im Wellenkalk in denselben Niveaus, soweit sich dies feststellen liess, und in wenig abweichenden Gesteinen vertreten sind; 2) dass mindestens bis Warburg hin 2 Oolithbänke (α und β) durch gelbe Kalke getrennt, 2 Terebratelbänke (γ) und 3 Schaumkalkbänke vorhanden sind, ebenso auch bei Sondershausen, und wie dies in neuerer Zeit für die Gegend von Eisenach nachgewiesen ist (Frantzen l. c.); 3) dass mürbe gelbliche Gesteine, ähnlich denen des

[1]) Die Mächtigkeit der Schichten unter dem Schaumkalk wurde Eck's Angaben entnommen.

Mittleren Muschelkalks, ganz allgemein auch bei Sondershausen, Kreiensen, Göttingen und Warburg, schon über der unteren und mittleren Schaumkalkbank auftreten, und dass Schichten reich an *Myophoria orbicularis* sich gerade über der unteren Schaumkalkbank sehr häufig finden und in einem höheren Horizonte häufig fehlen.

Es ist hiernach ungeeignet, »Schichten mit *Myophoria orbicularis*« als Grenzschichten zwischen Unterem und Mittlerem Muschelkalk zu unterscheiden. Wo dies bisher geschehen ist, sind häufig die mittlere und obere Schaumkalkbank dem Mittleren Muschelkalk zugerechnet worden. Bei der geologischen Kartirung wird dies vermuthlich auch ferner häufig geschehen, sobald in diesem Horizonte wesentlich mürbe Gesteine auftreten und Aufschlüsse fehlen; doch ist dieser Fehler unvermeidlich und für die praktische Verwendung der Karten für den Landwirth etc. eher von Vortheil, als von Nachtheil.

Falls für jene 3 Horizonte von festen Bänken die Bezeichnung mit Buchstaben künftig gewählt werden sollte, so wäre es jedenfalls vorzuziehen, die beiden Bänke des unteren Horizontes nicht mit 2 Buchstaben, mit α und β, die der beiden oberen Horizonte dagegen nur mit je einem, γ und δ, zu belegen, und den Buchstaben β fallen zu lassen, oder noch besser ganz andere Buchstaben zu wählen und etwa mit A die Oolithbankzone, mit B die Terebratelbankzone (Werksteinbänke Schmid's) und mit C die Schaumkalkzone δ zu bezeichnen; durch Zusatz von Zahlen, von 1, 2, 3 könnten dann die einzelnen Bänke dieser Zonen kurz näher bezeichnet werden.

Schliesslich wäre dann noch zu entscheiden, ob die Oolithbänke (A) als untere Grenze des oberen Wellenkalks betrachtet werden sollen, oder ob der letztere mit den Terebratelbänken (B) beginnen soll, wie dies in einem Theile von Thüringen und in der Rhön auf den geologischen Specialkarten durchgeführt worden ist[1]).

---

[1]) Anm. d. Direction. Auf den geologischen Specialkarten wird fernerhin die Grenze zwischen oberem und unterem Wellenkalk unter die Terebratelbänke als diejenige Grenze gelegt werden, welche sich am leichtesten gleichmässig überall in Deutschland erkennen und kartiren lässt.

Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks im nordöstlichen Westfalen und im südwestlichen Hannover.

Von Herrn **W. Frantzen** zu Meiningen.

(Hierzu Tafel XII und XIII.)

Das nicht erschöpfende Ergebniss der in Gemeinschaft mit Herrn Professor v. Koenen vorgenommenen Untersuchung des Unteren Muschelkalks bei Holte (an der Strasse von Bissendorf nach Borgloh) liess es zur Beseitigung jeden Zweifels an dem Verhalten dieser Schichten bei Osnabrück als wünschenswerth erscheinen, auch noch an anderen Orten in dieser Gegend Beobachtungen über dieselben anzustellen. Da dies jedoch bei der sehr zerstreuten Lage der zahlreichen kleineren Aufschlüsse viel mehr Zeit gekostet haben würde, als uns damals zu Gebote stand, so musste die Ausführung eines Besuches derselben zu jener Zeit unterbleiben. Die Gelegenheit, dies zu thun, fand sich jedoch bereits bald darauf auf einer zweiten Reise, welche ich im Frühjahr 1889 nach Westfalen und Hannover machen musste. Ich konnte auf derselben nicht nur das früher Versäumte nachholen, und das Profil bei Holte revidiren, sondern benutzte auch die Gelegenheit, um meine Untersuchungen über die Beschaffenheit des Unteren Muschelkalks auch auf einen Theil der Provinz Westfalen auszudehnen. Hier untersuchte ich diese Schichten in der Gegend zwischen Altenbecken und Steinheim, ferner bei Nieheim und nahm an der Eisenbahnlinie zwischen den zuerst erwähnten beiden Orten mehrere Profile in den in der Nähe der

Station Sandebeck vorhandenen Eisenbahneinschnitten auf, welche ich bereits bei der Durchfahrt auf der ersten Reise wahrgenommen hatte, und welche gute Aufschlüsse zu versprechen schienen.

Diese Untersuchungen, welche in der Osnabrücker Gegend durch die rege Antheilnahme des Herrn Dr. Bölsche zu Osnabrück erheblich gefördert wurden, hatten recht guten Erfolg und gestatten mir, ein hinreichend klares Bild von der Entwickelung dieser Schichten in den bezeichneten Gegenden zu geben, und damit die Untersuchung über die Gliederung des Unteren Muschelkalks von Thüringen aus bis zu seiner westlichen Grenze in Westfalen und Hannover, wenigstens in den Grundzügen, zum Abschluss zu bringen.

Ehe ich auf das Thema selbst eingehe, ist es wünschenswerth, noch einmal auf die von Herrn v. Koenen und mir in Gemeinschaft untersuchten Profile zurückzukommen, um auch die neben den sieben schaumigen oder oolithischen Leitschichten darin vorkommenden dünneren, aus gewöhnlichem Kalkstein bestehenden Petrefactenbänke einer kurzen Besprechung zu unterziehen.

Auch von den dünnen Bänkchen erscheinen manche an den verschiedenen Orten mit solcher Regelmässigkeit in denselben Horizonten, dass ich es keineswegs für bedenklich halte, sie ebenfalls für beständige Schichten zu erklären, die sich zum Theil vom Thüringer Walde nach Westen hin bis nach Westfalen hinein verfolgen lassen.

Damit soll jedoch nicht gesagt sein, dass sie stets in vollständigem Zusammenhange abgelagert seien. Sie keilen sich vielmehr, die einen öfter, die anderen weniger oft, auch wohl aus, wie dies auch bei den mächtigen Schaumkalken vorkommt, und zwar diese dünnen Bänkchen naturgemäss noch häufiger als jene, erscheinen aber gewöhnlich bald wieder in demselben Horizonte.

Solche constante Bänkchen sind bei Meiningen:

1) Mehrere nahe bei einander liegende, dünne, sich oft auskeilende, aber stets in kurzer Entfernung sich wieder anlegende Petrefactenbänkchen in 6 bis 8 Meter Abstand über der Oolithbank β. Sie enthalten zahlreiche Petrefacten, namentlich auch

häufig eine unter verschiedenen Namen aufgeführte Muschel, den *Tellinites anceps* v. SCHL., wahrscheinlich ein *Unicardium*.

2) Die 0,3 bis 0,6 Meter mächtige, 6 bis 8 Meter unter der unteren Terebratelbank liegende, sehr beständige *Spiriferina fragilis*-Bank.

3) Mehrere dünne Petrefactenbänkchen, welche die obere Terebratelbank in ihrem Hangenden begleiten und dort in einem Mittel bis zu 3 Meter Höhe über der Bank vorkommen. Das unterste Bänkchen enthält häufig die *Spiriferina hirsuta*, selten auch *Terebratula vulgaris*.

4) Ein bis zwei dünne Streifen mit Petrefacten in 7 bis 8 Meter Abstand unter der unteren Schaumkalkbank der Zone δ.

Fast alle diese Bänkchen finden sich auch im Unteren Muschelkalk bei Liebenau noch vor, dessen Durchschnitt (Fig. 1, Taf. XIII) noch eine ganz überraschende, bis in's Kleinste gehende Uebereinstimmung mit dem Durchschnitt des Unteren Muschelkalks bei Meiningen (Fig. 2, Taf. XIII) zeigt. Ebenso lassen sie sich zum grössten Theil auch in den übrigen von Herrn v. KOENEN und mir untersuchten Profilen nachweisen.

Von den eben aufgezählten Bänkchen steht:

1) Der Bank unter 1 gleich: bei Liebenau die in 12,92 Meter über der Basis des oberen[1]) Wellenkalks liegende Petrefactenbank; in dem Einschnitt an der Eisenbahn bei Kreiensen: die drei in 8 bis 10 Meter über der Bank β liegenden Petrefactenbänkchen von 0,05, 0,30 und 0,14 Meter Mächtigkeit. Hier ist das mittlere von diesen Bänkchen rostfarbig und deutlich oolithisch.

2) Der Bank unter 2, der *Spiriferina fragilis*-Bank[2]) stehen bei Liebenau die festen Straten in 35,35 Meter Höhe über der unteren Grenze des oberen Wellenkalks gegenüber. Bei Hardegsen wird sie durch das 6,8 Meter unter der unteren Terebratelbank liegende, bis 0,1 Meter dicke, etwas rostige Bänkchen vertreten,

[1]) Als Grenze zwischen dem unteren und oberen Wellenkalk ist in diesen Mittheilungen von mir die Basis der Bank α angenommen.

[2]) Ich führe der Kürze wegen diese Bänkchen unter demjenigen Namen an, den ich ihnen in der Meininger Gegend beigelegt habe, einerlei, ob die in dem Namen bezeichneten Petrefacten anderswo darin enthalten sind, oder nicht.

welches im Liegenden von 0,85 Meter mächtigen, dickeren Kalkplatten, ähnlich wie dies auch bei Meiningen der Fall ist, begleitet wird. Im Eisenbahneinschnitt bei Kreiensen findet sich in diesem Niveau 6,2 Meter unter der unteren Terebratelbank ein Petrefactenstreifen, welcher als Vertreter dieser Bank angesehen werden darf.

3) Den Bänkchen unter No. 3 bei Meiningen stehen im Profile bei Liebenau die 3 nahe über der oberen Terebratelbank, bis zu 51,08 Meter Höhe über der Basis des oberen Wellenkalks vorkommenden Petrefactenbänkchen parallel. Im Eisenbahneinschnitt bei Hardegsen findet sich an dieser Stelle, 0,40 Meter über der oberen Terebratelbank, ein 0,05 bis 0,07 Meter mächtiges Petrefactenbänkchen.

4) Den Bänkchen unter No. 4 bei Meiningen stehen bei Hardegsen zwei Petrefactenbänkchen gegenüber, ein unteres, 0,03 Meter dickes, welches nicht aushält, und 1,55 Meter höher ein zweites von 0,06 Meter Mächtigkeit. Letzteres liegt 6,43 Meter unter der unteren Schaumkalkbank der Zone δ. Ob auch bei Liebenau hier ein Petrefactenbänkchen vorhanden ist, liess sich nicht feststellen, weil die Felsen da, wo diese Schichten aufgeschlossen anstehen, wegen ihrer Steilheit nicht zugänglich sind.

Zu diesen bereits am Thüringer Walde im Unteren Muschelkalk vorhandenen Bänkchen treten in den westlicher gelegenen Gegenden noch zwei andere hinzu. Eins derselben liegt bei Liebenau in 20,92 Meter Höhe über der Basis des oberen Wellenkalks, oder 13,6 Meter über der Oolithbank β. Es sind feste, einige Petrefacten enthaltende Straten, die eine Felsleiste bilden.

In derselben Region findet sich auch im Eisenbahneinschnitt bei Kreiensen eine wegen ihres Aussehens sehr auffallende Petrefactenbank. Sie hat eine gewisse Aehnlichkeit mit der *Spiriferina fragilis*-Bank bei Meiningen, mit welcher sie verwechselt werden könnte, liegt aber in einem viel tieferen Niveau, und zwar 18,90 Meter unter der unteren Terebratelbank, nicht hoch über dem Unicardien-Horizonte. Das Gestein des Bänkchens ist rostfarbig, voll von kleinen Löchern, die der Bank ein ganz zerfressenes Aussehen verleihen und wohl von ausgelaugten Muschelschalen herrühren. Das Bänkchen ist 0,15 Meter dick und hat im

Liegenden 0,2 Meter gelblichen Kalkstein, im Hangenden 0,4 Meter festeren, theilweise zackig verbundene Kalkplatten.

Das andere, für die Identificirung der Wellenkalkschichten in Westfalen und Hannover recht wichtige Bänkchen taucht östlich zuerst in dem Profile bei Hardegsen im unteren Wellenkalk auf. Es liegt daselbst 10,2 Meter unter der Oolithbank α und besteht aus 0,10 Meter blauem Kalk, der unten mit 0,12 Meter ockerfarbigem, oolithischem Kalk verwachsen ist.

I. Der Untere Muschelkalk im nordöstlichen Westfalen.

Bei dem Bau der Eisenbahn von Altenbecken nach Hameln sind die Schichten des Unteren Muschelkalks in der Nähe der Station Sandebeck an vier Stellen durchschnitten und zum grössten Theile bloss gelegt worden.

Der erste dieser Einschnitte[1]) liegt in geringer Entfernung nach Westen vom Bahnhofe Sandebeck in der Richtung nach Altenbecken, die drei andern an der Ostseite der Station Sandebeck nach Station Bergheim hin.

Von diesen Aufschlüssen habe ich nur die drei zuerst erwähnten besucht. Sie sind zwar alle drei mehr oder weniger genau von mir aufgenommen worden; jedoch genügt es für den Zweck der vorliegenden Arbeit, zwei dieser Profile abzubilden (Fig. 3, Taf. XIII und Taf. XII).

Die Fig. 3, Taf. XIII zeigt die Schichten des Einschnitts I, welche in Wirklichkeit steil nach Westen hin einfallen, in horizontaler Lage, um diese Schichten bequem mit anderen Profilen vergleichen zu können. Sie sind so genau, wie die Aufschlüsse es gestatten, mit Maassstab und Bandmaass nachgemessen. Weniger genau ist die Aufnahme des Profils im Einschnitt II (Taf. XII). Ich habe mich damit begnügt, hier lediglich die Mächtigkeit der Leitschichten mit dem Maassstabe nachzumessen; dagegen

[1]) Ich werde weiterhin den ersten Einschnitt östlich von Bahnhof Sandebeck als Einschnitt I, den zweiten weiter östlich gelegenen als Einschnitt II, und den Einschnitt an der Westseite der Station Sandebeck als Einschnitt III bezeichnen.

sind die Abstände der Bänke von einander durch Abschreiten von mir bestimmt worden. Diese Zeichnung ist also nur als eine Skizze zu betrachten, welche ich zu dem Zwecke angefertigt habe, denjenigen, welche etwa diese Einschnitte in Zukunft besuchen möchten, die Orientirung zu erleichtern.

In allen drei von mir untersuchten Profilen fehlen die obersten Schichten des Unteren Muschelkalks mit der Schaumkalkzone δ. Dagegen sind die übrigen Schichten fast vollständig entblösst, am vollständigsten in dem Einschnitt I, in welchem nur wenige Schichten, höchstens ein paar Meter, bis zum Röth fehlen.

Man hat jedoch ganz in der Nähe Gelegenheit, auch diese untersten Schichten des Wellenkalks und darunter auch die obersten Schichten des Röths zu sehen. Man trifft sie an der Westseite des Einschnittes II, nördlich von der Bahnlinie, an der Westseite des von dem Bahndamm überbrückten Weges ganz nahe bei dem Bahndamm, hinreichend gut entblösst.

Die untere Abtheilung des Wellenkalks, vom Röth bis zur Oolithbank α, erreicht bei Sandebeck, wenn man etwa 2 Meter für die im Einschnitt I noch fehlenden Schichten rechnet, rund 90 Meter Mächtigkeit. Im Vergleich zur Mächtigkeit derselben bei Meiningen und bei Hardegsen, wo sie 36, bezüglich 39,2 Meter beträgt, ist dieselbe also ungemein angeschwollen, eine Thatsache, welche mich sehr überraschte, da ich, verleitet durch die Angaben einiger Autoren über die angeblich sehr geringe Mächtigkeit des Unteren Muschelkalks bei Osnabrück und Ibbenbüren das Gegentheil erwartet hatte.

Das Gestein ist in dieser Region normal ausgebildeter Wellenkalk, zwischen dessen Schichten sich jedoch im unteren Theile der Ablagerung, bis zu etwa 56 Meter Höhe, häufig mürbe, mergelartige Schichten in dicken Lagern einstellen. Letztere nehmen nach oben hin an Festigkeit zu und gehen allmählich in Wellenkalk über, der häufig mit dickeren Platten, auf deren Oberfläche sich zuweilen zahlreiche Petrefacten finden, abschliesst.

Im oberen Theil des unteren Wellenkalks verschwinden diese weichen, mergelartigen Gesteine fast ganz. Der Wellenkalk ist

hier im Allgemeinen recht fest, und zwar viel fester, als in der oberen Abtheilung des Wellenkalks.

Gelber Kalk erscheint im unteren Wellenkalk an zwei Stellen. In dem Einschnitt I (Fig. 3, Taf. XIII) liegt eine solche Schicht von 1,4 Meter Dicke in 31,39 Meter Abstand unter der Bank α. Sie fehlt jedoch in den beiden anderen Einschnitten, ist also nicht beständig. Das andere Lager findet sich im tiefsten Theile der Ablagerung.

Da diese Schichten in den Einschnitten II und III nicht entblösst sind, so erscheint dieses Lager nur in der Abbildung des Einschnittes I. Man trifft es dort etwas nördlich vom Kilometerstein 100,1, in geringer Entfernung vom Bahnkörper in der zur Erdgewinnung beim Bahnbau angelegten Ausschachtung, welche östlich die Fortsetzung des eigentlichen Bahneinschnittes bildet.

Dieses Lager erreicht nahe bei dem Bahndamm eine bedeutende Mächtigkeit, bis zu 3,5 Meter, verliert aber im Fortstreichen nach Norden noch innerhalb der Ausschachtung seine gelbe Farbe und geht in gewöhnlichen Kalk über.

Dasselbe Lager findet sich auch an dem Abhange östlich von dem oben bezeichneten Wege, nahe bei der Stelle, wo die obere Röthgrenze aufgeschlossen ist. Auch hier ist es nicht ganz beständig.

Die untere Abtheilung des Wellenkalks schliesst, wie man sich hier überzeugen kann, mit gewöhnlichen Wellenkalkschichten, nicht mit gelbem Kalk, ab. Darunter lagern unmittelbar ganz intensiv roth gefärbte Thone. Es fehlen hier also die in dem Eisenbahneinschnitt bei Hardegsen noch beobachteten gelben Kalke und Mergel mit *Lingula tenuissima*, welche dort die Modiola-Zone des Werrathales bei Meiningen vertreten. Dieselben haben sich also von Hardegsen aus nach Westen hin ausgekeilt, wie dies bei der geringen Mächtigkeit, welche sie dort zeigen, zu erwarten war.

Unter den Petrefactenbänkchen des unteren Wellenkalks, von denen die meisten nur unbedeutende, sich bald wieder auskeilende Streifen sind, finden sich zwei, welche durch etwas grössere Dicke und auch durch ihren mehr oder weniger grossen Gehalt an Oolithkörnern die Aufmerksamkeit auf sich ziehen.

Das oberste derselben liegt in dem Einschnitte I in 68,76 Meter Höhe über dem Nullpunkte des Profils, 18,80 Meter unter der Bank α. Es ist 0,30 Meter dick und aus mehreren Lagen zusammengesetzt, von denen die obersten rostfarbig und stark oolithisch sind. In dem Einschnitte II schneidet das Bänkchen bei Station 99,6 + 16,4 das Niveau der Schienen.

In der Zeichnung dieses Durchschnitts erscheint das Bänkchen in 21,4 Meter Abstand unter der Bank α, also etwas tiefer, wie in dem Einschnitte I, was jedoch vielleicht nur auf Rechnung der nicht genauen Messung zu setzen ist. Es ist hier einheitlich, 0,18 Meter mächtig und hat zum Liegenden mehrere, in'sgesammt 0,33 Meter dicke, Kalkplatten. Das Bänkchen enthält auch hier zahlreiche Oolithkörner.

Die andere Petrefactenbank ist eigentlich keine einheitliche Bank, sondern aus mehreren durch etwas Wellenkalk getrennten, dünnen Petrefactenbänkchen zusammengesetzt. Sie liegen in dem Einschnitte II bei Station 99,6 + 58,8 nach der annähernd richtigen Bestimmung 29,8 Meter, in dem Einschnitte I nach der genaueren Messung 27,16 Meter unter der Bank α. An der zuletzt erwähnten Stelle sind in derselben 3 bis 4 Lagen mit Petrefacten vorhanden, die zusammen ein Bänkchen von 0,30 Meter Mächtigkeit bilden.

Auch diese untere Petrefactenbank ist ein wenig rostig und oolithisch, jedoch in sehr viel geringerem Grade, wie das obere Bänkchen.

Diese beiden Bänkchen des unteren Wellenkalks verdienen besondere Beachtung, weil in gleicher Lage auch bei Osnabrück ganz ähnlich aussehende Bänkchen im unteren Wellenkalk vorhanden sind. Das oberste von ihnen stimmt in seinem Aussehen auch genau mit dem oolithischen, in 10,2 Meter Abstand unter der Bank α liegenden Bänkchen in dem Eisenbahneinschnitte bei Hardegsen überein. Letzteres erscheint hier zwar in viel geringerer Entfernung von der Bank α, wie das Bänkchen bei Sandebeck. Berücksichtigt man aber das bedeutende Anschwellen der unteren Abtheilung des Wellenkalks von Hardegsen bis nach Sandebeck, so erscheint es durchaus nicht bedenklich, sie zu identificiren.

Die Fauna des unteren Wellenkalks ist bei Sandebeck im Allgemeinen dieselbe, wie in Thüringen. Am häufigsten erscheinen von Petrefacten: *Gervillia socialis, Myophoria vulgaris, Natica gregaria, Dentalium laeve* und *Lima lineata*. Auch der in Thüringen in diesem Niveau vorkommende *Ammonites Buchii* wurde von mir in dem Einschnitte II, zwischen den Stationen 99,5 + 67 bis 99,5 + 91,7 in zwei gut erhaltenen, grossen Exemplaren angetroffen.

Sehr überraschend für mich war ein im Muschelkalkschutt lose gefundenes Bruchstück eines Ammoniten, welcher in der äusseren Sculptur Aehnlichkeit mit dem *Ammonites angulatus* des Lias zeigt. Die sichelartig gebogenen Rippen lassen jedoch auf der Aussenseite keine Furche zwischen sich, sondern vereinigen sich hier unter einem ziemlich spitzen Winkel. Nach der Innenseite lassen sie sich bis nahe zum unteren Rande des Bruchstückes verfolgen. Es kann daher das Gehäuse nur sehr wenig involut gewesen sein. An dem dicksten Ende hat das Bruchstück im Querschnitte 11 Millimeter Höhe und 6 Millimeter Breite. Die Versteinerung wurde von mir in dem Einschnitt I in der Nähe der 60,71 Meter über dem Nullpunkt des Profils liegenden Petrefactenbank (Fig. 3, Taf. XIII) gefunden [1]).

Der obere Wellenkalk zeigt, soweit er in den Profilen bei Sandebeck aufgeschlossen ist, im Vergleich mit den östlicher gelegenen Gegenden ebenfalls eine Zunahme der Mächtigkeit. Jedoch ist sie weniger bedeutend, wie diejenige des unteren Wellenkalks. Die Mächtigkeit der Schichten dieser Abtheilung beträgt von der Unterkante der Bank α bis zur Oberkante der oberen Terebratelbank bei Sandebeck in dem Einschnitt I (Fig. 3, Taf. XIII) 68,94 Meter gegen 49,45 Meter bei Warburg, 46,18 Meter bei Hardegsen und 40,13 Meter bei Meiningen.

Die vier Leitschichten der Schaumkalkzonen α bis γ sind bei Sandebeck, wie bei Nieheim, zwar überall vorhanden, aber nur in

[1]) Herr Beyrich, welchem das fragliche Stück zur Beurtheilung vorgelegt wurde, bemerkt, dass dasselbe, falls es nicht ein aus dem in der Nähe anstehenden Lias verschwemmtes Bruchstück von *Am. angulatus* selbst sein sollte, unter Trias-Ammoniten nur dem *Am. eryx* (*Badiotites* Mojs.) vergleichbar wäre. Dasselbe scheint nur Wohnkammer zu sein und lässt keine deutlich erhaltenen Lobenreste erkennen.

wenig charakteristischer Gestalt. Sie bestehen in dieser Gegend in der Hauptsache aus festem, blauem Kalk in dickeren Platten oder wenig schiefernden Bänken. Ihre Unterscheidung von dem gewöhnlichen, dünngeschichteten Wellenkalk ist im Allgemeinen nicht schwierig, kann aber dann mit aller Schärfe nicht durchgeführt werden, wenn die Platten theilweise dünner werden, wie dies besonders nach oben hin wohl vorkommt, und so allmählich in den gewöhnlichen Wellenkalk übergehen.

Der Gehalt der Bänke an Oolithkörnern ist hier im Allgemeinen sehr gering. In den meisten Lagen fehlen sie ganz; in anderen bildet der Oolithkalk dünne, sich bald auskeilende Schnüre; nur selten erscheint er in etwas dickeren Lagen.

Für die Identificirung der Bänke α und β ist es von grosser Wichtigkeit, dass das weit verbreitete gelbe Kalklager zwischen diesen Bänken auch nach Westfalen hin fortsetzt.

Die Bank α ist auch bei Sandebeck, ganz so wie bei Liebenau, von beiden Bänken die mächtigere. In dem Eisenbahneinschnitt II bei Sandebeck besteht sie aus 1,69 Meter festem, blauem Kalk in dicken, wenig schiefernden Lagen, über welchen 0,12 Meter gelber, typischer Oolithkalk liegt. Eine solche dünne oolithische Schicht findet sich in dieser Bank auch in dem Eisenbahneinschnitt I, fehlt aber in dem Eisenbahneinschnitt III.

Die Bank β liegt 7,5 Meter über α. In dem Einschnitt II ist sie aus festem, wenig schieferndem, ziemlich ebenflächigem Kalk zusammengesetzt. Darin findet sich 0,30 Meter über der Basis ein 0,10 Meter dicker, etwas rostiger, oolithischer Streifen; ausserdem zeigt auch wohl die eine oder andere Lage in dünnen Schnüren schwach oolithische Structur.

In dem Eisenbahneinschnitt I besteht die Bank β aus einer 0,07 Meter mächtigen oolithischen Schicht, über welcher 0,45 Meter fester, blauer Kalk in dicken Lagen folgt.

In dem Einschnitt III ist sie schwer zu erkennen. Sie wird hier bloss durch 2 bis 3 dünne Petrefactenstreifen repräsentirt, welche bis 0,08 Meter dick und durch mürben Wellenkalk getrennt sind. Diese Bänkchen mit Versteinerungen sind überdies nicht aushaltend und verlieren sich oben an der Felswand.

Das Wellenkalkmittel zwischen der Bank β und der unteren Terebratelbank ist bei Sandebeck 31,47 Meter mächtig. In demselben erscheinen auch hier an derselben Stelle, wo in Thüringen und Hessen die Bänkchen mit Unicardien und Spiriferinen liegen, dünne Petrefactenbänkchen, welche als Vertreter derselben betrachtet werden dürfen.

In der Region der Unicardien finden sich bei Sandebeck mehrere dünne Lagen mit Petrefacten in nicht grossem Abstande von einander. In dem Einschnitt I ist das unterste von ihnen 6,86 Meter von der Bank β entfernt; ein paar andere, nicht aushaltende, dünne Streifen dieser Art liegen 3 bis 4 Meter höher. Das zuerst erwähnte Bänkchen ist rostfarbig und fällt daher sehr in die Augen. Es ist 0,15 Meter mächtig, etwas löcherig und voll von Oolithkörnern.

Das dünne Bänkchen, welches bei Sandebeck die *Spiriferina fragilis*-Bank vertritt, liegt in dem Eisenbahneinschnitt I 5,83 Meter unter der unteren Terebratelbank. Es ist 0,10 Meter dick, ebenfalls ganz rostig gefärbt und voll von Löchern, welche wohl von ausgelaugten Muschelschalen herrühren. Zum Liegenden hat es weiches, mergeliges Gestein, welches unmittelbar unter der Bank gelb gefärbt ist.

In dem Einschnitt II ist das Bänkchen ganz ähnlich beschaffen, wie im Einschnitt I, jedoch ist es daselbst weniger rostig gefärbt. Auch hier findet sich im Liegenden etwas gelber Kalk.

In der *Spiriferina fragilis*-Bank fand ich bei Sandebeck ausser ganz gemeinen Muschelkalkpetrefacten einige Bruchstücke der *Spiriferina fragilis* und in grosser Anzahl auch die *Terebratula vulgaris*.

Das Erscheinen dieser Versteinerung in solcher Menge in diesem tiefen Niveau ist sehr bemerkenswerth und mahnt zur Vorsicht bei der Benutzung des Vorkommens derselben zur Bestimmung der Bänke des Schaumkalkhorizontes γ in diesen Gegenden.

Die untere Terebratelbank ist auch in der Gegend von Sandebeck, wie überall, eine sehr mächtige, leicht kenntliche Bank. Ihre Dicke beträgt gegen 3 Meter. In allen drei Eisenbahneinschnitten besteht ihr Gestein lediglich aus oolithfreiem, blauem

Kalkstein. Derselbe ist grösstentheils dickgeschichtet und bildet theils wenig schiefernde, bankförmige Lagen, theils dicke Platten. Einige dieser Lagen sind auch hier etwas wulstig und zeigen, jedoch in geringerem Grade, wie in den östlicher gelegenen Gegenden, die oft erwähnte, stylolithisch-zackige Oberfläche, welche an der unteren Terebratelbank so häufig beobachtet wird.

Die Grenze der Bank ist nach unten hin leicht zu ziehen, da sie weichen, mergelartigen Kalk zum Liegenden hat; nach oben hin ist dies jedoch nicht so scharf auszuführen, da die Platten oben dünn werden und so allmählich in den Wellenkalk übergehen.

Die obere Terebratelbank, welche in einem Abstande von 4 Meter über der unteren liegt, ist bei Sandebeck, wie fast überall, viel dünner, wie die untere.

In dem Einschnitt III besteht sie aus 0,37 Meter festem Wulstkalk ähnlicher Art, wie der Wulstkalk der unteren Terebratelbank. An ihrer Festigkeit ist sie leicht von dem umgebenden Gestein zu unterscheiden.

In ihrem Hangenden wird sie hier von einer 1 Meter über ihr liegenden Petrefactenbank begleitet.

Aehnlich liegen die Verhältnisse auch im Einschnitt II bei Sandebeck.

Im Einschnitt I dagegen, wo man die obere Terebratelbank an der Südseite des Einschnittes nahe an seinem westlichen Ende, 1 Schritt östlich von dem dort stehenden, mit R. 470 bezeichneten Radiusstein findet, ist dieselbe aus mehreren, in'sgesammt 0,25 Meter dicken Lagen zusammengesetzt, welche theilweise aus etwas rostiggefärbtem, typischem Schaumkalk bestehen. An der anderen, der nördlichen Seite des Einschnittes, ist das Gestein dieser Bank dagegen theilweise oolithisch.

Bei der Stadt Nieheim, in deren Nähe die untere Terebratelbank in einigen Steinbrüchen zur Gewinnung von Bausteinen und von Weisskalk abgebaut wird, zeigt die Terebratelzone γ fast ganz die gleiche Zusammensetzung, wie in den Eisenbahneinschnitten bei Sandebeck. Jedoch ist die untere Terebratelbank hier etwas oolithisch, indem sich in derselben, mit dem blauen Kalk ver-

wachsen, hier und da, allerdings recht sparsam, dünne Streifen von rostfarbigem Oolithkalk einstellen. In diesen Streifen fand ich, jedoch nicht gerade häufig, Reste der *Terebratula vulgaris*.

Man trifft diese Schichten gut aufgeschlossen nahe bei der Stadt in dem von ihr nach Südsüdwesten hin verlaufenden Molmersgraben und in den in dessen Nähe betriebenen Steinbrüchen, namentlich in dem grossen Steinbruche »am Kalkofen« [1]).

[1]) E. Carthaus, welcher in seiner Schrift »Mittheilungen über die Triasformation im nordöstlichen Westfalen u. s. w., Würzburg 1886« die Schichten in dem Steinbruche am Kalkofen bei Nieheim und in den Eisenbahneinschnitten zwischen dem Bahnhofe Sandebeck und Himmighausen ebenfalls zum Gegenstande einer Untersuchung gemacht hat, hat sie theilweise irrig gedeutet und ist durch Combination von nicht zu einander gehörigen Schichten zu einem falschen Profile des Wellenkalks in Westfalen gelangt.

Die Bänke α, β und diejenigen der Zone γ sind von ihm in den Einschnitten bei Sandebeck garnicht erkannt worden. Er hält die dort aufgeschlossenen Schichten alle für tief liegende Schichten des Wellenkalks und sucht daher den Terebratelkalk in dem nicht aufgeschlossenen Theile dieser Formation.

Ebenso wenig erkennt er in den dicken Straten im unteren Theil des Steinbruchs »am Kalkofen« bei Nieheim die untere Terebratelbank, obwohl er selbst die *Terebratula vulgaris* daraus anführt. Er hält sie auch hier für Schichten des unteren Wellenkalks und parallelisirt eine der dicken Platten dieser Bank, oder wenigstens eine ganz nahe unter ihr liegende — aus welchen Gründen, ist nicht ersichtlich — mit einem nach seiner Angabe 18 Meter über dem Röth vorkommenden Bänkchen in einem der beiden Einschnitte zwischen Bahnhof Sandebeck und Himmighausen.

Weiter führt er seltsamer Weise auf Seite 23 bis 27 eine grössere Reihe von Schichten an, welche auf die von ihm verkannte untere Terebratelbank im Steinbruch am Kalkofen folgen sollen, und kommt dann oben nochmals bei dem Terebratelkalk an.

Allerdings kommt an dem hohen Bergabhange östlich von dem genannten Steinbruche die untere Terebratelbank in ansehnlicher Höhe über demselben vor. Es ist dies jedoch ein und dieselbe Bank, wie diejenige am Kalkofen, welche daselbst ziemlich stark von der Höhe aus nach Westen zu einfällt, und darum oben und auch unten erscheint. Ob vielleicht an den Stellen, wo Carthaus die Schichtenbiegungen angiebt, auch Verwerfungen vorhanden sind, die etwa die Senkung nach Westen hin vermitteln helfen, habe ich zu untersuchen keine Veranlassung gehabt.

Indem ich darauf verzichte, andere kleinere Irrthümer zu berichtigen, will ich nur noch gegen die Identificirung des gelben Kalks im untersten Theil des Wellenkalks mit dem sogenannten Wellendolomit bei Würzburg Widerspruch erheben. Carthaus setzt denselben, obwohl der darunter liegende Wellenkalk sehr gut zu sehen ist, geradezu an die Basis desselben, wo gar kein gelber Kalk vorkommt.

Nach diesen Aufschlüssen ist die Fig. 4, Taf. XIII gezeichnet, welche die Schichten der Terebratelzone γ nebst den nahe über der oberen Terebratelbank liegenden dünnen Petrefactenbänkchen darstellt.

Die höheren Schichten des Wellenkalks, von der oberen Terebratelbank bis zum Mittleren Muschelkalk, habe ich bei Nieheim nur unvollständig entblösst gesehen.

Nach der Lage der Schaumkalkzone δ über der Zone γ scheint das Mittel zwischen denselben bei Nieheim weniger mächtig zu sein, als bei Liebenau. Das Gestein, welches ich aufgeschlossen antraf, war normaler fester Wellenkalk.

In der Schaumkalkzone δ sind nach der Angabe von Carthaus in der Umgegend von Nieheim zwei etwa 4 Meter von einander entfernte Schaumkalkbänke vorhanden; die untere ist 2, die obere 1 bis 1,5 Meter mächtig. Beide Bänke haben gelben Kalk zum Liegenden. Ueber der oberen Bank findet sich ebenfalls gelber Kalk in einer Mächtigkeit von 1,5 Meter vor; darüber folgen als oberste Schichten des Unteren Muschelkalks noch 5 bis 6 Meter schwach gelbliche und blaugraue Kalkschichten mit Schmitzen eines »schaumkalkähnlichen« Gesteins [1]). Im Schaumkalk fand Carthaus hier selten die *Terebratula vulgaris* und in den obersten Schichten über dem Schaumkalk ausser einigen Gervillien-Arten sehr häufig die *Myophoria orbicularis*.

Zur Orientirung über die Lage des Molmersgrabens, des Steinbruchs am Kalkofen und über die Lage der Bänke daselbst bemerke ich noch, dass ersterer auf der von Dechen'schen geologischen Karte eingezeichnet ist. Da, wo sich der Graben in 2 Theile spaltet, liegt in der Gabelung der Steinbruch »am Kalkofen«, nach der von Dechen'schen Karte nach der Luftlinie in 1300 Schritt Entfernung von der Nieheimer Kirche.

Etwas unterhalb dieser Grabentheilung geht ein Weg nach Osten hin von dem Molmersgraben ab. Unterhalb dieses Weges in 35 Schritt durchschneidet die Oberkante der unteren Terebratelbank den Hohlweg; 20 Schritt weiter trifft man die obere Terebratelbank. Sie ist an dieser Stelle 0,47 Meter mächtig, ziemlich fest, stellenweise etwas rostig und aus mehreren theilweise mit zackiger Oberfläche verwachsenen Lagen zusammengesetzt. Nahe über der Bank liegen hier die in der Fig. 4, Taf. XIII angegebenen dünnen Petrefactenbänkchen.

[1]) Vermuthlich ist durch Auslaugung feiner Muschelsplitter porös gewordener Kalkstein gemeint.

Ich selbst habe von den eben erwähnten beiden Schaumkalkbänken nur eine in einem Steinbruche an dem Bergabhange östlich an dem Steinbruche »am Kalkofen« aufgeschlossen angetroffen; wahrscheinlich war es die obere der beiden von CARTHAUS erwähnten Bänke. Zur Zeit meiner Anwesenheit war sie jedoch fast vollständig von Schutt verdeckt, so dass ich ihre Mächtigkeit nicht nachmessen konnte. Nach den in grosser Menge umherliegenden Bruchstücken ist das Gestein der Bank lichter, sehr feinporiger Schaumkalk von derselben Beschaffenheit, wie der Schaumkalk der unteren Schaumkalkbank bei Meiningen. Er enthält zahlreiche Encrinitenstiele.

Ueber der Bank lagert zunächst, theilweise durch Schutt verdeckt, blauer Kalkstein in Lagen bis zu 0,04 Meter Dicke; seine Mächtigkeit mag etwa 0,8 Meter betragen. Darüber folgen bis zum Erdboden noch etwa 2 Meter mürbe, gelbe Kalkschichten.

Wenn diese Mittheilungen über die Beschaffenheit der obersten Wellenkalkschichten auch nicht ganz befriedigend sind, so lassen sie doch so viel erkennen, dass bei Nieheim der Schaumkalk δ noch in typischer Form und in ansehnlicher Mächtigkeit entwickelt ist, und dass darüber blaue und gelbe Schichten lagern, die, wenigstens zum Theil, die *Myophoria orbicularis*-Schichten Thüringens vertreten.

II. Der Untere Muschelkalk in der Umgegend von Osnabrück.

Die Gliederung des Unteren Muschelkalks bei Osnabrück festzustellen, ist eine etwas schwierige Aufgabe. Theilweise liegt dies daran, dass sich die Aufschlüsse in der Regel nur über kleinere Schichtenreihen erstrecken, theilweise an der eigenthümlichen Beschaffenheit mancher Partien des Unteren Muschelkalks und besonders auch an dem sehr verkümmerten Zustande, in welchem die Schaumkalkbänke Thüringens, soweit sie überhaupt noch vorhanden sind, hier erscheinen.

Während in Thüringen, Hessen und Westfalen das zwischen den Schaumkalkbänken liegende Gestein in seiner Hauptmasse als

dünngeschichteter, welliger oder wulstiger Kalk ausgebildet ist, zwischen dessen Schichten die mächtigen Schaumkalke und die dickeren Petrefactenbänke sich deutlich abheben und leicht erkennen lassen, wird bei Osnabrück in manchen Regionen des Unteren Muschelkalks das Zwischengestein ebenfalls ebenflächig oder nahezu ebenflächig. Es bildet dann häufig dicke, feste Bänke, die sich in ihrem Aussehen von den oolithfreien Lagen der Oolithbänke nicht unterscheiden lassen. Derartiges Gestein sieht in tiefen Steinbrüchen gewöhnlich dunkel aus, wird aber auch wohl grau und licht, und hat zuweilen ein ganz fremdartiges Ansehen.

Da mit solchen Gesteinen vielfach gelbe Kalke vorkommen, und Petrefacten darin im Allgemeinen nicht häufig sind, so ist es erklärlich, dass dieselben früher wohl mit Gesteinen des Mittleren Muschelkalks verwechselt worden sind.

Oolithkörner sind in den Leitschichten des Wellenkalks bei Osnabrück an manchen Stellen gar nicht vorhanden. An anderen Orten finden sie sich darin in dünnen Schnüren oder Streifen, welche, soweit mir die Gegend bekannt geworden ist, nur an einer Stelle, in der von mir als untere Terebratelbank gedeuteten Bank bei Holte zu grosser Mächtigkeit anschwellen.

Mit dem Verschwinden der Oolithkörner geht auch die Abnahme der Petrefacten Hand in Hand. Die blauen Platten sind meistens sehr arm daran. Jedoch findet sich zwischen ihnen fast überall eine oder die andere Lage, welche mit Resten derselben angefüllt ist. Es ist bemerkenswerth, dass letztere gewöhnlich zu sehr feinem Grus zerrieben sind, so dass man oft lange suchen muss, um zur Bestimmung geeignetes Material aufzufinden.

Für die Orientirung im Unteren Muschelkalk bei Osnabrück ist es ebenso, wie in Westfalen, von grosser Bedeutung, dass das gelbe Kalklager zwischen den Bänken α und β auch bei Osnabrück noch vorhanden ist. Es bildet in der Regel zwei durch gewöhnlichen Kalk getrennte Lagen, welche sehr beständig sind, und einen vorzüglichen Leithorizont bilden. Ohne dieses Vorkommen würde eine Ausscheidung der Bänke α und β an den meisten Stellen wohl nicht mehr ausführbar sein.

Diese gelben Kalke werden von ebenflächigen, blauen Kalkschichten in mächtigen Bänken begleitet. Letztere lassen sich von dem Gestein der oolithfreien Kalke, welche die Schaumkalke oft vertreten, nicht unterscheiden, so dass bei Osnabrück eine scharfe Abtrennung solcher Platten von dem übrigen Gestein als Bank α und β nicht mehr möglich ist. Zuweilen finden sich aber, so in den Steinbrüchen des Westerberges, in diesen Schichten dünne Schnüre von mehr oder weniger oolithischem Kalk. Da sie gerade da erscheinen, wo man die Bänke α und β erwarten darf, so ist man wohl berechtigt, sie als die letzten Ausläufer derselben anzusehen. Mit ihnen stellen sich gewöhnlich ein oder mehrere dünne Bänkchen ein, welche mit den ausgelaugten Resten von Petrefacten ganz angefüllt sind, so dass das Gestein oft ganz porös aussieht. Diese Bänkchen gehören offenbar zu den Bänken α und β. Sie sind gewissermaassen die Vertreter der petrefactenreichen Lagen und können als Repräsentanten dieser Bänke in dieser Gegend betrachtet werden.

Man kann sich über die Beschaffenheit dieser Bänkchen und ihres Nebengesteins recht gut in den Steinbrüchen am Sträflingshügel, südlich nahe bei der Stadt Osnabrück unterrichten.

Es sind hier zwei grosse Steinbrüche im Wellenkalk vorhanden. In dem südlichen liegen die Schichten nahezu horizontal, ebenso in dem südlichen Theile des nördlichen Steinbruchs. Dagegen zeigen sie an der Nordseite des letzteren ein schwaches und weiterhin, in dem den Zugang zu dem Steinbruche bildenden Einschnitte, an der Nordseite desselben, ein ziemlich starkes Einfallen nach Norden. Hier liegt auch eine kleine Knickung der Schichten vor, mit welcher jedoch keine, oder eine nur sehr unbedeutende Verschiebung der Schichten verbunden ist.

Die Aufschlüsse in dem nördlichen Steinbruche erstrecken sich auf die Schichten aufwärts bis etwas über die untere Terebratelbank, abwärts bis zu 5,1 Meter Tiefe unter die Bank α. Diese Schichten sind in dem Profil Fig. 5, Taf. XIII jedoch in normaler Lage, dargestellt.

Die Bank α trifft man an der Westwand des Steinbruches in etwa 2 Meter Höhe über der Sohle desselben, β in 3,65 Meter

über α. Erstere Bank ist 0,09 Meter dick und in Folge der Auslaugung zahlreicher feiner Muschelreste porös. Darunter liegt, 0,17 Meter tiefer, noch ein 0,09 Meter dickes Petrefactenbänkchen, welches man ebenfalls zur Bank rechnen kann.

Ueber α liegen folgende Schichten:

1) 2,15 Meter sehr dunkel gefärbter, ebenflächiger, fester Kalkstein in dicken Bänken;
2) zwei Lagen von gelbem Kalk, die oben intensiv gelb aussehen, unten aber in gewöhnlichen Kalk übergehen, zusammen 1,15 Meter, das gelbe Kalklager von Thüringen und Hessen in der Region α bis β;
3) 0,35 Meter blauer Kalkstein.

Dann kommt die Bank β, hier ein 0,17 Meter mächtiges Bänkchen. Sie ist ebenfalls in Folge der Auslaugung zahlreicher Muscheltrümmer porös.

Wegen der starken Zertrümmerung sind diese Reste grösstentheils nicht zu bestimmen. Jedoch gelang es mir, einige Handstücke aufzufinden, in denen sie theilweise grösser und noch erkennbar waren. Sie bestanden sämmtlich aus kleinen Exemplaren der *Myophoria orbicularis*.

Diese Muschel ist auch in den höheren Schichten des Wellenkalks bei Osnabrück sehr verbreitet, und in dieser Gegend wohl die gemeinste Versteinerung des Wellenkalks, daher als Leitfossil zur Unterscheidung der einzelnen Glieder desselben hier nicht mehr zu gebrauchen.

In Folge der Festigkeit der Schichten in und nahe unter der Zone der Bänke α und β sind dieselben bei Osnabrück als Baumaterial gesucht und daher in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen.

In ihnen stehen:

1) Sämmtliche Steinbrüche am Westerberge bei Osnabrück.

2) Der Steinbruch bei den Kilometersteinen 0,2 bis 0,4 an der von der Strasse Osnabrück-Bramsche in der Nähe des Kilometersteines 5,3 nach Rulle abzweigenden Strasse.

3) Der kleine Steinbruch, welcher an dem zwischen den Kilometersteinen 4,8 und 4,9 von der Strasse Osnabrück-Bramsche nach Osten hin abzweigenden, zum Haster Berge führenden Feldwege in einer Entfernung von 300 Schritt von der Strasse liegt.

4) Endlich sind diese Schichten auch aufgeschlossen in einem Steinbruche an der Ostseite des Schöler Berges. Jedoch sind sie hier schwer zu unterscheiden, da das Gestein durch Eindringen von Eisenoxydhydrat durch Klüfte von oben her äusserlich zum grossen Theile gelb gefärbt ist, so dass man beim ersten Anblick versucht ist, diese Schichten für solche des Mittleren Muschelkalks zu halten.

Die Mächtigkeit der Schichtenreihe von der Bank β bis zur unteren Terebratelbank beträgt in den Steinbrüchen am Sträflingshügel, in dem nördlichen 12,71, in dem südlichen 9,36 Meter.

Das Gestein ist in dieser Region, wie auch bei Sandebeck in Westfalen, viel weniger fest, wie in der Region der Bänke α und β. Es besteht zum grössten Theil aus gewöhnlichem Wellenkalk und aus etwas Wulstkalk. Dazwischen kommen in dem nördlichen Steinbruche am Sträflingshügel auch einige Lagen von mehr oder weniger gelb gefärbten, ebenflächigen Schichten vor, welche jedoch in dem südlichen Steinbruche daselbst (Fig. 6) nicht zu sehen sind und dort wahrscheinlich durch gewöhnlichen blauen Kalk vertreten werden. Eins dieser Lager bildet das unmittelbare Liegende der unteren Terebratelbank und ist im obersten Theil intensiv gelb gefärbt.

Die untere Terebratelbank trifft man über dem eben erwähnten Lager von gelbem Kalk in dem Einschnitt, welcher den Zugang zu dem nördlichen Steinbruch am Sträflingshügel bildet, nahe an seinem nördlichen Ende.

Sie besteht hier von unten nach oben:

1) aus 0,35 Meter festem, blauem, wenig schieferndem Kalk;

2) aus einer 0,19 Meter mächtigen Petrefactenbank. Letztere enthält zahlreiche blaue Rollsteinchen und viele kleine, durch Auslaugung von Encrinitenstielen entstandene, theilweise mit Eisenrost angefüllte Löcher. Ausser Encriniten liessen sich andere Petrefacten nicht erkennen.

3) aus 0,70 Meter blauen Kalkschichten, welche theilweise etwas unebene, schwach zackige Schichtflächen besitzen. Diese Lagen sind ziemlich dick, blättern wenig auf und enthalten an einer Stelle auch einen unbedeutenden Petrefactenstreifen.

Ueber der Bank folgt im Einschnitt noch etwa 2 Meter gewöhnlicher Wellenkalk.

In dem südlichen Steinbruche am Sträflingshügel liegt die untere Terebratelbank an der Südwand desselben, in der südwestlichen Ecke, unmittelbar unter dem Rasen. Auch hier findet sich darin unten eine 0,09 Meter dicke, löcherige Petrefactenbank mit Encriniten. Darüber folgen 0,80 Meter feste Lagen, welche theilweise etwas wulstig sind und die für die untere Terebratelbank so charakteristische stylolithisch-zackige Oberfläche zeigen.

In etwas höherem Niveau liegen auf dem Felde an der Westseite dieses Steinbruches zahlreiche Bruchstücke von blauen Kalkplatten umher. In den aus dem Felde zusammengetragenen Steinhaufen fand ich in solchem Gestein Reste der *Terebratula vulgaris*. Diese Bruchstücke gehören wahrscheinlich nicht der unteren, sondern der oberen Terebratelbank an.

Ausser am Sträflingshügel wurde die untere Terebratelbank von mir bei Osnabrück auch noch in einem kleinen, schwer aufzufindenden, im Walde liegenden Steinbruche an der Ostseite des Eistrupper Berges bei Eistrupp angetroffen.

An dieser Stelle ist sie leichter zu erkennen, als am Sträflingshügel, da sich in der Bank einige dünne Streifen von Oolithkalk vorfinden, ähnlich wie bei Liebenau und an anderen früher erwähnten Orten.

Ihre Zusammensetzung ist hier von unten nach oben folgende:

1) 0,60 Meter fester, blauer Kalk, theilweise mit etwas zackigen Schichtflächen und oben mit einem etwas rostigen, 0,04 bis 0,07 Meter dicken oolithischen Streifen;

2) 0,28 » fester, blauer Kalk, ähnlicher Art wie derjenige unter 1, in 3 Lagen und ebenfalls mit schwach oolithischen Streifen;

3) 0,41 Meter ziemlich ebenflächiger, aufblätternder Kalk;
4) 0,24 » blauer, ein wenig oolithischer Kalk, unten mit schwach zackigen Schichtflächen, oben in ebenflächigen Kalk übergehend.

Darüber liegt bis zum Erdboden noch bis zu 1 Meter gewöhnlicher Wellenkalk.

An Versteinerungen fand ich hier in der unteren Terebratelbank: *Myophoria orbicularis, Pecten discites, Gervillia socialis, Pleurotomaria Albertiana* und nach langem Suchen auch ein Exemplar der *Terebratula vulgaris.*

Ehe ich diesen Gegenstand verlasse, scheint es mir nicht ganz überflüssig, die Gründe, welche mich veranlassen, die eben beschriebenen Bänkchen und Schichten für die Vertreter der Schaumkalkbänke α, β, und γ zu erklären, kurz zusammenzustellen.

Sie liegen theils in der Beschaffenheit der Bänke, theils in dem Aufbau der ganzen Schichtenreihe.

Ich habe bereits oben angegeben, dass an manchen Orten, so in den Steinbrüchen am Westerberge mit den Petrefactenbänkchen α und β zuweilen schwach oolithische Streifen in den blauen Kalken vorkommen, die letzten Spuren der Oolithbildungen des Unteren Muschelkalks in Thüringen.

Auch habe ich bereits auf die Wichtigkeit des gelben Kalklagers in der Zone der Bänke α und β für die Identificirung dieser Schichten hingewiesen.

Ich mache weiter darauf aufmerksam, dass auch in Bezug auf seine Entfernung von den Bänken α und β der gelbe Kalk bei Osnabrück an derselben Stelle erscheint, wo er gewöhnlich auch in anderen Gegenden vorkommt. Bei Osnabrück liegt er nahe oder unmittelbar unter der Bank β, ist aber von der Bank α durch ein ziemlich dickes Lager von blauem Wellenkalk getrennt. Dies ist genau ebenso bei Kreiensen, bei Liebenau und in 2 Profilen bei Sandebeck.

Für die Parallelisirung der unteren Terebratelbank bei Osnabrück ist es von einiger Bedeutung, dass unter derselben in dem nördlichen Steinbruch des Sträflingshügels ein Lager von gelbem

Kalk vorhanden ist. An derselben Stelle oder ganz nahe unter der Bank erscheint ein solches auch an anderen Orten. Oestlich findet sich derartiges Gestein an dieser Stelle zuerst in dem Steinbruche südlich neben dem Eisenbahneinschnitte bei Kreiensen, ferner bei Liebenau und auch in den Eisenbahneinschnitten zwischen dem Bahnhofe Sandebeck und Himmighausen.

Ausser diesem Lager kommt gelber Kalk in der Region zwischen der Bank β und der unteren Terebratelbank, mit welchem das eben erwähnte Lager vielleicht verglichen werden könnte, in den Profilen bei Kreiensen und bei Sandebeck in Gestalt eines dünnen Streifens auch unter der *Spiriferina fragilis*-Bank vor. Die Annahme, dass daher das in Rede stehende Lager des Sträflingshügels vielleicht auch das Lager unter der *Spiriferina fragilis*-Bank sein könne, ist jedoch deshalb ausgeschlossen, weil letztere überall, namentlich auch in den näher bei Osnabrück gelegenen Gegenden, nur als eine dünne Bank bekannt ist, und eine ganz andere Beschaffenheit zeigt, wie die etwas wulstigen Straten über dem gelben Kalk in dem nördlichen Steinbruch am Sträflingshügel. Wulstige, unebene Beschaffenheit und grosse Mächtigkeit charakterisiren überall bis zum Thüringer Walde hin besonders die untere Terebratelbank, Eigenschaften, welche an ihr auch bei Osnabrück, erstere allerdings nur noch in verhältnissmässig geringem Grade, zum Vorschein kommen.

Die Zone der Bänke δ habe ich in der Umgegend von Osnabrück mehr oder weniger vollständig aufgeschlossen an drei Stellen angetroffen und untersucht, aber nirgends Schaumkalk oder Bänke, welche etwa als Vertreter des Schaumkalks gedeutet werden könnten, darin angetroffen. Man muss hiernach annehmen, dass die Schaumkalkbänke dieser Zone bei Osnabrück sich ausgekeilt haben.

Einen dieser Aufschlüsse trifft man in einem Steinbruche in der Nähe der Strassen-Gabelung Osnabrück-Iburg-Rothenfelde, in südlicher Richtung ganz nahe bei dem dort vorhandenen Hause.

Das Profil dieser Schichten ist in Fig. 7, Taf. XIII dargestellt.

Zu unterst im Steinbruch liegt eine feste Bank von blauem Wellenkalk, höher Wellenkalk und gelber Kalk in vielfachem

Wechsel. Gegen die obere Grenze des Unteren Muschelkalks hin verdrängt der gelbe Kalk den blauen Wellenkalk, welcher in der obersten Lage nur noch in Form unzusammenhängender Linsen erscheint, ganz und gar. Von Schaumkalk ist in diesen Schichten keine Spur vorhanden.

Ein zweiter Aufschluss liegt ganz in der Nähe, bei den Kilometersteinen 4,6 bis 4,8, ebenfalls an der Strasse von Osnabrück nach Iburg.

Zwischen den Steinen 4,6 und 4,7 liegt ein kleiner Steinbruch an der Strasse, in welchem gelblich graue, mergelige Kalke in bis 0,13 Meter dicken Lagen in einer Gesammtmächtigkeit von etwa $2^1/_2$ Meter aufgeschlossen sind. Sie enthalten unten einige Linsen von blauem Kalk. Es sind dies offenbar dieselben Schichten, welche in dem Steinbruch an dem eben bezeichneten Strassenkreuz oben unter dem Rasen liegen. Ueber ihnen folgt noch eine kleine Ablagerung von zu Erde zerfallenem Mergel.

Die gelben Kalke fallen an der Nordseite des Steinbruchs ziemlich stark nach Süden hin ein, nehmen aber noch in dem Steinbruche selbst ein ganz flaches Fallen an. Es bildet sich hier eine Mulde aus, so dass wenige Schritte weiter nach Süden hin gewöhnlicher Wellenkalk zum Vorschein kommt.

Dies müssen also die obersten Schichten des Unteren Muschelkalks sein, in denen, wenn er vorhanden wäre, sich der Schaumkalk δ zeigen müsste. Allerdings sind sie nicht alle durchweg aufgeschlossen, aber doch grösstentheils. Auch hier ist von Schaumkalkbänken nichts zu sehen.

Der dritte von mir untersuchte Aufschluss ist ein Steinbruch an der Südseite des Stockumer Berges nahe bei Achelriede. In demselben findet sich oben unter dem Erdboden 1,40 Meter plattiger, blauer, fester Kalkstein, darunter etwa 2 Meter dolomitischer, gelber, mergeliger Kalk und zu unterst Wellenkalk in grösserer Mächtigkeit.

Da nahe über dem obersten blauen Kalk der Mergel des Mittleren Muschelkalks liegt, so hat man in diesem Steinbruch ebenfalls die obersten Schichten des Unteren Muschelkalkes vor sich. Auch hier ist Schaumkalk in den Schichten nicht vorhanden.

Vom unteren Wellenkalk, also von denjenigen Schichten, welche unter der Bank α liegen, sind zwar die bereits oben von mir erwähnten festen Bänke unter der Bank α in den Steinbrüchen bei Osnabrück öfters aufgeschlossen; dagegen treten die tieferen Schichten in dieser Gegend, soweit meine Kenntniss derselben reicht, nur in dem oben (S. 449) beschriebenen Profil bei Holte zu Tage.

Ueber die Mächtigkeit dieser Schichten ist durch die Abteufung eines Brunnens auf der Aktienbrauerei am Westerberge bei Osnabrück festgestellt worden, dass sie sehr bedeutend sein muss. Dieser Brunnen beginnt etwa in dem Niveau der Bank β und ist 55 Meter tief niedergebracht worden, ohne den Oberen Buntsandstein zu erreichen. Es beträgt also die Mächtigkeit des unteren Wellenkalks mindestens 50 Meter.

Nach diesen Untersuchungen über die Beschaffenheit des Unteren Muschelkalks bei Osnabrück komme ich nochmals auf das Profil an der Strasse bei Holte (Taf. XIII, Fig. 8) zurück, da erstere es gestatten, an die Deutung dieses Profils jetzt mit grösserer Sicherheit heranzutreten, als es nach dem ersten Besuche möglich war.

Es ist oben nachgewiesen, dass im unteren Wellenkalk bereits bei Kreiensen zwei durch ockerige Färbung und durch oolithische Structur ausgezeichnete dünne Bänke vorhanden sind, und dass dieselben in gleicher Lage und in ähnlicher Beschaffenheit auch bei Sandebeck in diesen Schichten vorkommen.

Gerade so, wie in diesen Profilen, erscheinen auch bei Holte im unteren Wellenkalk zwei rostige Bänke, die untere eine typische Oolithbank, deren Oolithkörner ganz dieselbe Beschaffenheit zeigen, wie diejenigen der Oolithbank β bei Meiningen, die obere eine rostige Conglomeratbank.

Dass diese beiden Bänkchen bei Holte dieselben sind, wie die eben erwähnten Bänkchen bei Kreiensen und Sandebeck, beweist theils die gleiche Beschaffenheit ihres Materials, theils ihre Lage in der Reihe der Schichten.

Man erkennt dies leicht, wenn man das Profil von Holte so neben das Profil I (Taf. XIII, Fig. 3) von Sandebeck legt, dass die unterste oolithische Bank des einen Profils neben das unterste

oolithische Bänkchen des andern Profils zu liegen kommt. Dann erscheint die zweite, conglomeratische Bank bei Holte etwa 3 Meter tiefer, als die obere oolithische Bank bei Sandebeck und die Oolithbank β bei Sandebeck nur 2 Meter tiefer, als die rostige Bank über dem gelben Kalk an der Nordseite der durch Thalbildung hervorgerufenen Lücke in dem Profil bei Holte.

Da unter der zuletzt erwähnten Bank, welche ich für die Bank β halte, auch der gelbe Kalk in geringem Abstande vorhanden ist, so ergiebt sich unter Berücksichtigung der weiten Entfernung der verglichenen Gegenden von einander eine Uebereinstimmung, die nichts zu wünschen übrig lässt.

Bei der Erörterung der Frage nach der Stellung der mächtigen Schaumkalkbank an dem Wege im Walde, östlich von der Strasse bei Holte, ist zunächst zu berücksichtigen, dass einige Meter über derselben in dem Wege eine zweite aus dickeren Platten bestehende Bank vorkommt, welche nach den Lagerungsverhältnissen wahrscheinlich dieselbe Bank ist, aus welcher die nicht tief unter dem Scheitelpunkt des von Holte nach Himbergen führenden Weges, welcher jenen Waldweg auf der Höhe schneidet, umherliegenden Bruchstücke von blauen Kalkplatten mit zahlreichen Resten von *Terebratula vulgaris* stammen.

Ferner kommt hierbei in Betracht, dass über diesem zweiten Bänkchen in beiden Wegen noch eine ansehnliche Reihe von Wellenkalkschichten liegt. Ihre Mächtigkeit beträgt mindestens 7 Meter. Sie bestehen, wie man sich in dem Waldwege sehr gut überzeugen kann, lediglich aus blauem Wellenkalk.

Alles dies passt ganz vorzüglich, wenn man annimmt, dass die beiden Bänke in dem Waldwege die beiden Terebratelbänke seien, zumal sie auch gerade da liegen, wo man sie erwarten darf. Wäre die mächtige Schaumkalkbank die untere Schaumkalkbank der Zone δ, so müsste in ihrer Nähe, namentlich über ihr, häufig gelber Kalk erscheinen. Derselbe ist aber nicht vorhanden. Die schaumige Beschaffenheit der unteren Terebratelbank, welche bei Holte allerdings sehr viel anders aussieht, als am Sträflingshügel bei Osnabrück, steht meiner Auffassung nicht entgegen. Sie ist als eine zufällige Anschwellung einer oolithischen Lage zu be-

trachten, wie sie auch in anderen Gegenden an der unteren Terebratelbank wohl beobachtet wird, so z. B. auf der Höhe des Wittmar-Waldes östlich von Volkmarsen, wo die untere Terebratelbank als mächtige Schaumkalkbank entwickelt ist, während nicht weit von da, bei Liebenau, in dieser Bank nur geringe Streifen von Oolithkalk erscheinen.

Es ergiebt sich aus diesen Untersuchungen, dass die Gliederung des Unteren Muschelkalks in ähnlicher Weise, wie dies am Thüringer Walde geschieht, sich überall vom Thüringer Walde nach Westen bis zur Westgrenze dieser Formation in Westfalen und Hannover ohne Schwierigkeiten durchführen lässt, mit Ausnahme in der Gegend von Osnabrück.

Hier fehlt nicht nur der Schaumkalk der Zone δ, sondern es sind auch die übrigen Schaumkalkbänke gewöhnlich in so unansehnlicher Gestalt entwickelt, dass eine Auszeichnung der Bänke der unteren (α und β) und der mittleren Schaumkalkzone (γ) im freien Felde nur noch in groben Zügen möglich wäre. Aus wissenschaftlichen Gründen und auch mit Rücksicht auf die technische Brauchbarkeit der Bänke in der Nähe der Zone α und β möchte sich jedoch ein solches Verfahren noch vertheidigen lassen.

Die übliche Unterscheidung zwischen unterem und oberem Wellenkalk lässt sich bei Osnabrück und in einigen anderen Gegenden nur noch künstlich aufrecht halten, da das Kriterium, welches derselben zu Grunde liegt, das Fehlen oder Vorhandensein von oolithischen oder schaumigen Bänken bei Osnabrück für die gleichen Schichten, wie in Thüringen, nicht mehr zutrifft, da bereits von Kreiensen an gegen Westen hin auch in den unteren Wellenkalkschichten oolithische Bänke vorkommen.

Ueber das Verhalten der Versteinerungen ergeben diese Untersuchungen das Resultat, dass mehrere der wichtigsten Leitversteinerungen vom Thüringer Walde aus nach Norden und Westen hin in andere Horizonte übergehen.

Am auffallendsten tritt dies bei der *Myophoria orbicularis* hervor, welche bei Meiningen die Hauptleitmuschel für die Zone δ

und die Orbicularisschichten ist und dort tiefer nur als Seltenheit beobachtet wird, während sie nach Norden und Westen hin in immer tiefere Schichten abwärts steigt, so dass sie bei Osnabrück im ganzen oberen Wellenkalk eine der gemeinsten Muscheln ist.

Auch die für die Unterscheidung der Zone γ in Thüringen so wichtige *Terebratula vulgaris* behält ihr Lager in dieser Zone nicht bei, sondern geht ebenfalls in tiefere und auch in höhere Schichten über, aufwärts in die Zone δ, abwärts mindestens bis in die Bank mit *Spiriferina fragilis.*

Bemerkenswerth ist auch die allmähliche Abnahme der Anzahl der Petrefacten im Wellenkalk mit dem Verschwinden der oolithischen Ausbildung der Leitschichten und ihre grosse Zertrümmerung in der Osnabrücker Gegend.

Meiningen, im August 1889.

Abhandlungen

von

ausserhalb der Königl. geologischen Landesanstalt
stehenden Personen.

Geologische Aufschlüsse an der Eisenbahnlinie Osnabrück-Brackwede.

Von Herrn **Christian Dütting** in Osnabrück.

(Hierzu Tafel A und B.)

Bei dem Bau der Secundärbahn Osnabrück-Brackwede sind in den Jahren 1885 und 1886 in dem durch zahlreiche Hügelgruppen unterbrochenen Thale zwischen der Weserkette und dem Teutoburger Wald und besonders im letztgenannten Gebirgszuge eine Anzahl Einschnitte nöthig geworden, welche für die Geschichte der hier zur Ablagerung gekommenen Formationen einige nicht unwichtige, neue Daten gewähren.

Im Folgenden will ich versuchen, die während des Bahnbaues gemachten Beobachtungen in möglichster Kürze, und zwar entsprechend dem Verlauf der Bahnlinie, in topographischer Reihenfolge zu beschreiben.

I. Aufschlüsse an der Eisenbahn selbst.

Die neue Bahn verlässt in der Bauernschaft Herne bei 4,7 Kilometer Entfernung vom Bahnhofe zu Osnabrück das Geleise der Venlo-Hamburger Bahn und erreicht, südöstlich sich wendend, dicht bei dem Gute Sutthausen den ersten grösseren Einschnitt (vergl. Taf. B). Derselbe hat bei einer Länge von 300 Meter und einer Tiefe von über 7 Meter nur diluviale Schichten aufgeschlossen: zunächst einen bräunlichgelben, nicht sehr zähen Geschiebemergel und unter diesem, in welliger Linie scharf abgegrenzt, einen etwas

fetteren, tiefschwarzen Diluvialmergel. Ueber letzterem liegen feingeschichtete, weisse Spathsande, die sich, wie aus dem Profile ersichtlich, keilförmig zwischen den oberen gelben und den unteren schwarzen Mergel einschieben. Anfangs glaubte ich hiernach, es mit zwei verschiedenaltrigen Glacialmergeln zu thun zu haben, um so mehr da eine ähnliche tiefschwarze Farbe des Diluvialmergels, wie sie in dem Sutthauser Einschnitt sich zeigt, bisher in hiesiger Gegend nicht beobachtet war. Die nähere Untersuchung der Lagerungsverhältnisse ergab jedoch, dass von einer eigentlichen Ueberlagerung der weissen Sande durch den oberen gelben Mergel und somit einer Trennung der Mergel durch Sande, was ja den Ausschlag geben müsste, weiterhin nicht die Rede sein kann, und dass also auch hier, wie überhaupt im Osnabrücker Lande, nur Unteres Diluvium anzunehmen ist, dessen Geschiebemergel in den oberen Lagen durch Verwitterung seines Kalkgehaltes beraubt und entfärbt ist, eine Ansicht, welcher auch Herr Dr. Bölsche in Osnabrück, der unsern Einschnitt später besucht hat, beipflichtet.

Die in dem Diluvialmergel enthaltenen mittelgrossen, kantengerundeten Gesteinsstücke waren zur Hälfte etwa nordischen Ursprungs, zur Hälfte gehörten sie Schichten, meist triadischen, an, wie sie in der Umgegend von Osnabrück vielfach anstehen.

Der folgende Einschnitt, gleich hinter der Chaussee von Osnabrück nach Hagen, steht ganz im Unteren Diluvialsande. In der Sohle des 250 Meter langen und 4 Meter tiefen Einschnittes aber treten an einigen Stellen ältere Schichten hervor. Es sind dunkelbraune bis schwarze, bituminöse, bröcklige Mergelschiefer, die nach den gefundenen, aber schwer zu bestimmenden Versteinerungen wie *Leda acuminata* Ziet. (?), *Ammonites* sp., *Avicula substriata* Sow. (?) höchst wahrscheinlich zur oberen Abtheilung des Lias gehören und mit dem von Roemer[1]) bereits erwähnten und von Trenkner[2]) näher bestimmten von Borgloh bis hierher zu verfolgenden, schmalen Zuge Posidonienschiefers zusammenhängen. Die Schichten streichen in St. $1^2/_8$, fallen westlich mit

---

[1]) Ferd. Roemer, Die jurassische Weserkette. S. 399.

[2]) Trenkner, Die jurassischen Bildungen der Umgegend von Osnabrück. I. Jahresbericht des naturwissenschaftlichen Vereins zu Osnabrück 1870/71. S. 26.

22° ein und sind bei Sutthausen, in Folge der durch den Bahnbau nöthig gewordenen Chausseeverlegung, ziemlich gut aufgeschlossen.

Die Bahn fährt nun, immer in südöstlicher Richtung, auf langem und hohem Damme im Thale des Dütebaches aufwärts und hat erst bei Malbergen wieder, hier aber kurz hintereinander, drei grössere Einschnitte veranlasst. Der erste steht in seiner ganzen Erstreckung von 750 Meter etwa 4 Meter tief, in Schichten des Diluviums. Es sind vollständig horizontal geschichtete Untere Diluvialsande, in welche eine 50 Centimeter bis 1 Meter mächtige Grandschicht, sowie einzelne dünne Thonbänkchen eingelagert sind.

Die beiden anderen, unmittelbar auf einander folgenden Einschnitte haben schon Schichten älteren Gebirges getroffen; zunächst dickbänkige, hellgelbe bis braune, ziemlich feinkörnige Sandsteine, die auf den Schichtflächen mit unzähligen Cyrenen bedeckt und dadurch als zum Wealden gehörig charakterisirt sind. Die Sandsteine sind vielfach durch Aufnahme von Kalk und Thon in ausserordentlich feste und harte Massen übergegangen, die sich durch schlitterigen Bruch, sowie im unzersetzten Zustande durch graublaue Farbe auszeichnen, was, nach der ockergelben bis rostbraunen Verwitterungsrinde zu schliessen, von einem Gehalt an kohlensaurem Eisenoxydul herrührt. Der Wäldersandstein wird überlagert von dunklen, schwarzen, durch Eisenoxydhydrat häufig bräunlich gefärbten, bröckligen Schieferthonen, welche durch zahlreiche dem Oberen Wealden charakteristische Versteinerungen, wie *Melania strombiformis*, *Paludina fluviorum*, *Cypris Waldensis*, *Cyrena* u. a. m. ausgezeichnet sind. Der Sandstein sowohl wie die dunklen Schieferthone sind von der Bahn nicht in der Gesammtmächtigkeit, sondern streichend durchfahren worden. Die Schichten streichen in St. 7 bezw. in St. 8, fallen südwestlich mit 45° ein und sind in einem Steinbruche auf dem Gipfel des Osterberges, dessen südwestlichen Abhang die Bahn durchschnitten hat, gut erschlossen. Die Sandsteinschichten mögen hier wohl eine Mächtigkeit von 100 Meter erreichen.

Von hier bis zu dem Bahnhof Ottoschacht des fiskalischen Steinkohlenbergwerks Borgloh-Oesede liegt die Bahn auf eine

Länge von circa 3 Kilometer im Planum; sie benutzt zum Theil das Geleise der alten Grubenbahn nach Georg-Marien-Hütte.

Dicht hinter Ottoschacht schneidet sie aber wieder in Diluvialschichten ein. Auf der Sohle des 350 Meter langen und 7 Meter tiefen Einschnittes treten Schichten des Oberen Wälderthons hervor, dieselben sind hier, wie auf der ganzen Strecke bis zum Bahnhof Wellendorf von einem Ausschlämmungsproduct des Unteren Diluvialmergels, einem gelben, lehmigen Sande bedeckt, der in mehreren kleineren Einschnitten in einer ziemlich gleichmässigen Mächtigkeit von 6—7 Meter blossgelegt ist und kleinere Geschiebe verhältnissmässig wenig, grössere dagegen sehr häufig führt. Blöcke von 3—4, ja bis 5 Cubikfuss Grösse sind nicht selten; sie bestehen zum grössten Theil aus rothen und grünen Graniten und Gneissen, vielfach in porphyrischer Structur mit wunderschön ausgebildeten, grossen, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Feldspäthen; weniger häufig aus Diorit und Syenit und sehr selten aus nordischen Sedimentär-Gesteinen und dann nur aus Feuersteinknollen der Kreide und nicht näher bestimmbaren Quarziten. Einheimische Geschiebe fanden sich in kleineren, meist faustgrossen, kantengerundeten Stücken, besonders aus den Schichten des Keupers und Muschelkalks.

Die Bahn überfährt auf hohem Damme, immer in südlicher Richtung, Schichten des Wealden, die, wie einige Gruben in der Nähe — z. B. bei Dütemeyer — beweisen, hier theilweise mit einer ziemlich mächtigen Ablagerung von diluvialen Sanden mit Grand- und Geröllschichten wechselnd bedeckt sind, und erreicht bei starker Steigung, 1 : 50, am Hankenberg die Kette des Teutoburger Waldes. Der Bahnbau hat hier kurz hintereinander 7 grössere Einschnitte veranlasst, welche uns in ein Gebiet grosser Störungen einführen. Den interessantesten und zugleich wichtigsten Aufschluss auf der ganzen Strecke gewährt gleich der erste Einschnitt am Hankenberg (vergl. Taf. B). Auf eine Länge von 700 Meter sind hier 7 verschiedene Formationsglieder zusammengedrängt, durcheinandergeworfen und verschoben und dadurch ist ein Profil entstanden, so mannigfaltig und complicirt, wie es im nordwestlichen Theile

des Teutoburger Waldes bis jetzt wenigstens nicht bekannt ist[1]). Der Einschnitt streicht fast genau von Nord nach Süd und hat bei einer Tiefe von 4—7,5 Meter von Norden beginnend, folgende Schichten erschlossen:

1. 29 Meter dunkelgraue und gelbe, mergelige Thone mit nicht sehr dicken Bänken eines festen, aschgrauen, bituminösen, oolithischen Kalksteins wechselnd; in demselben wurden ausser einzelnen undeutlichen Schalresten nesterweise zahlreiche, noch gut erkennbare Röhren von *Serpula coacervata* Blumenb. beobachtet.

2. 66 Meter gelbe, und graue bis schwarze, bröcklige Mergel, an einzelnen wenigen Stellen mit ganz dünnen Schmitzen bituminöser Kohle, wechsellagernd mit 0,25—5 Meter mächtigen, meist sandigen Kalkbänken von dunkelblaugrauer Farbe. Durch Zersetzung war diese Farbe auf den Schichten meist in's Leber- und Rostbraune übergegangen und dabei häufig eine mehrere Centimeter dicke Schicht eines pulverigen Eisenockers ausgeschieden. Auf den Klüften und besonders in den durch Auslaugung von Schalresten entstandenen, kleinen Hohlräumen waren Ueberzüge von Kalkspath und Spatheisenstein, letzterer auch in feinen Schnürchen den Kalk durchziehend, gar nicht selten. An Versteinerungen waren die von schwarz glänzenden, nadeldünnen Kohlenschüppchen ganz erfüllten Kalke ausserordentlich reich; einzelne Bänke bestanden fast nur aus Cyrenen, förmliche Muschelconglomerate. Es fand sich ausser *Cyrena* sp. noch:

Serpula coacervata Blumenb. in einzelnen sehr grossen Exemplaren.
Modiola cf. *lithodomus* Dunk. u. Koch.
Turritella minuta Dunk. u. Koch.
Pterophyllum Schaumburgense Dunk.

3. Vorwiegend dunkelrothe, doch auch graue, gelbe und grünliche, keuperähnliche Mergel, zum Theil durch Aufnahme von Kalk und Kieselsäure in dünne, kurzbrüchige Schiefer über-

[1]) Jetzt sind die Böschungen dieses Einschnittes, wie auch die oben beschriebenen Diluvialeinschnitte, um Einstürze und Rutschungen zu verhüten, mit Dammerde bedeckt und mit Gras besäet worden und dadurch leider weiteren Beobachtungen für immer entzogen.

gegangen. Durch Zunahme des eisenschüssigen Bindemittels war dieser Schiefer vielfach förmlich zu Rotheisenstein von schuppigem bis oolithartigem Gefüge umgewandelt. Die Analyse ergab 24 pCt. Eisenoxyd.

4. 0,75 Meter feste, graublaue, auf der Verwitterungsrinde gelbbraun gefärbte Kalksteinbank mit Kohlenpartikelchen; ohne gut bestimmbare Versteinerungen.

5. Dunkelrothe, grünliche, gelbe und graue Mergel von zum Theil sandiger, schiefriger Beschaffenheit. Ohne Versteinerungen.

In diesen bunten, meist rothgefärbten Mergeln fanden sich, besonders an einer Stelle, wenige Meter hinter der zuletzt genannten, unter 4. aufgeführten Kalkbank, Bruchstücke eines weisslichen, mergeligen Kalksteins mit *Exogyra virgula* Defr. ganz unregelmässig eingebettet. Im Wassergraben des Einschnittes wurden diese weisslichen Kalke noch fest anstehend beobachtet.

Die Schichten, die bislang in St. 2 mit 55^0 nordwestlich einfielen, wenden sich jetzt plötzlich und stellen sich in St. $8^1/_8$ mit 75^0 gegen Nordost fast rechtwinklig zu der früheren Richtung.

6. 71 Meter graubraune bis schwarze, glimmerreiche, sandige Mergelthone, mit eingelagerten, dunkelgrauen, festen Kalksteinbänken, zahlreichen Sphärosideritnieren und meist faustgrossen, braunen, sandigen Kalksteinknauern.

Unter den hier gefundenen organischen Einschlüssen waren mit einiger Sicherheit zu bestimmen:

Ammonites cf. *Garantianus* d'Orb.

Hamites bifurcatus Quenst. Das sehr kleine Bruchstück stimmt mit der Abbildung und Beschreibung von Quenstedt gut überein. Die Rippen sind nicht gespalten und auf jeder Seite der auf dem Rücken verlaufenden, flachen Furche nur mit einem Stachel verziert.

Belemnites giganteus Schloth.

» cf. *Beyrichi* Opp.

Ostrea cf. *Marshi* Sow. Die dicken und festen Schalen dieser Muschel sind ausserordentlich verwachsen und dadurch die charakteristische, zickzack-förmige Faltung verdeckt und nur an den Rändern deutlich zu sehen.

Ostrea sp.
Arca sp.
Gresslya abducta PHILL.
Astarte pulla A. ROEMER.
» *depressa* MÜNST.
Cerithium echinatum v. BUCH.

Ausserdem mehrere winzig kleine, zur Gruppe der Parkinsonier gehörige Ammoniten.

7. 36 Meter blauweisse bis dunkelgraue, nicht sehr dickgeschichtete, mergelige Kalke, mit dünnen, grauschwarzen Mergellagen wechselnd.

Versteinerungen:

Exogyra virgula DEFR.
Ostrea multiformis DUNK. u. KOCH.
Cyprina cf. *Brongniarti* A. ROEMER.
Pecten sp.
Modiola sp.

8. 12 Meter gelblich-weisser, durch Eisenoxydhydrat bräunlich gefleckter, feinkörniger Sandstein, nicht in festen Bänken abgelagert, sondern vollständig zu Sand und kleinen, nur faust-, höchstens kopfgrossen Stücken zertrümmert; ohne Versteinerungen.

9. 90 Meter tiefschwarzer, stellenweise dunkelgrün verwitternder, sandiger Thon mit 0,25 Centimeter mächtigen Bänken eines schmutzigen, graubraunen, sandigen Kalksteins ganz regelmässig wechsellagernd; ohne Versteinerungen.

10. 31 Meter dunkelgraue, von hellen und dunklen Streifen flammenartig durchzogene, Kieselsäure-reiche kalkige Mergel; dünngeschichtet und an der Luft in kleine, eckige Bröckchen zerfallend. Von organischen Einschlüssen sammelte ich in diesen Schichten:

Belemnites minimus LISTER. Die zahlreich vorliegenden Exemplare stimmen genau mit den Abbildungen bei QUENST., Cephal. Taf. 30, Fig. 21—25 und D'ORB., Pal. franç. Pl. 5, Fig. 3—9 überein. Die durchschnittlich 30—35 Millimeter lange und 4—6 Millimeter dicke Scheide ist meist stumpfkeulenförmig,

doch kommen auch jene charakteristischen Formen mit verlängerter Spitze (*Bel. attenuatus* SOW.) gar nicht selten vor. Die Bauchfurche ist überall deutlich zu sehen und reicht nicht ganz bis zur Spitze der Alveole. Der Querschnitt der Scheide ist niemals rund, sondern stets quadratisch, derjenige der Alveole nicht oval, sondern kreisförmig, was diesen Belemniten nach SCHLÜTER von dem in dem nächst höheren Niveau der Tourtia vorkommenden *Bel. ultimus* D'ORB. auszeichnet. Auch wurde die starke Verjüngung der Scheide am Alveolarende und die Verkürzung derselben durch Abblättern in concentrischen Lagen, was für *Bel. ultimus* ebenfalls sehr charakteristisch ist, an unseren Exemplaren nicht beobachtet.

Terebratula Moutoniana D'ORB. (D'ORBIGNY, Prodome, Pl. 510, Fig. 1—5. SCHLOENBACH, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 18, S. 364.) Das einzige 34 Millimeter lange und 30 Millimeter breite Exemplar ist arg verdrückt; die ganz flache Dorsalklappe ist über den Schlossrand gepresst und das Schnabelloch vollständig verdeckt. Die Ventralklappe zeigt sich ausserordentlich stark, aber ganz gleichmässig gewölbt und ist ohne Falten und Sinus. Die Anwachsstreifen treten scharf hervor, besonders auf der Ventralklappe.

Ostrea cf. *diluviana* LINNÉ. (GEINITZ, Elbthalgeb. I, Taf. 39, Fig. 1—5, S. 176.) Das vorliegende Bruchstück lässt eine genauere Bestimmung nicht zu. Die scharfkantigen, mit zickzackförmigen Anwachsstreifen versehenen Falten haben die grösste Aehnlichkeit mit *Ostrea diluviana*, erinnern aber auch an *Inoceramus sulcatus* LAM.

Trochus aff. *minimus* FORBES. Das kleine kegelförmige Gehäuse mit ebenen Umgängen besitzt mit den in der Sammlung der Geol. Landesanstalt zu Berlin aus dem Gault von Ahaus bewahrten Exemplaren grosse Aehnlichkeit, gestattet aber wegen des schlechten Erhaltungszustandes keine sichere Bestimmung.

Inoceramus sp. Die gefundenen dicken, faserigen Schalstücke mit stark hervortretenden concentrischen Rippen deuten auf grosse Exemplare hin.

Ausserdem fanden sich mehrere kleine Terebrateln, sowie Fischzähne und -Schuppen.

11. Bräunlichgelber, stark verwitterter Unterer Diluvialmergel, ca. 6 Meter mächtig.

Nachdem im Vorstehenden die im Einschnitt entblössten Schichten kurz beschrieben sind, haben wir nun noch zu untersuchen, welchen Formationen bezw. welchen Abtheilungen dieselben angehören.

Die ersten im nördlichen Theile des Einschnitts aufgeschlossenen, unter 1. und 2. aufgeführten Schichten gehören augenscheinlich zusammen. Es war eine Wechsellage von dunkelgrauen und gelben Mergeln und Kalken. Nach dem Vorkommen von *Serpula coacervata, Cyrena* und anderen charakteristischen Petrefacten unterliegt es keinem Zweifel, dass wir es hier mit einer Schichtenfolge zu thun haben, die dem untersten Wealden oder obersten Jura äquivalent ist. Die Schichten gehören zum Purbeck und zwar zu dessen oberer Abtheilung, dem Serpulit. Es stimmt dies vorzüglich mit der Lagerung der durch den Bahnbau hier nicht erschlossenen Schichten des eigentlichen Wealden. Die Formation, welche in sehr wechselnder Breite von dem Dorfe Wellingholzhausen bis nach Ibbenbüren in einem ganz schmalen Streifen zu verfolgen ist, bildet hier — um das kurz einzufügen — eine grosse von Westen nach Osten streichende, ca. 5 Kilometer breite Mulde und wird von mehreren kleinen Sätteln, an denen Flötze zu Tage treten, unterbrochen. Die oberen Kohlen-führenden Schichten bestehen aus meist schwarzen, bröckligen Schieferthonen, die nach Osten hin durchschnittlich 60—70 Meter, nach Westen hin, wie mehrere bei Oesede kürzlich niedergestossene Bohrlöcher beweisen, über 300 Meter mächtig sind; die unteren Schichten bestehen aus Sandsteinen von meist geringerer Mächtigkeit. Durch das Einschneiden der Bahn in den Südflügel der hier an der Zusammensetzung der Kette des Teutoburger Waldes theilnehmenden Wealdenmulde ist nun auch das unterste, die Verbindung mit dem Oberen Jura bewirkende Glied freigelegt worden.

Einige Schwierigkeit bietet die Altersbestimmung der folgenden ziemlich mächtigen Ablagerung dunkelrother, grauer, gelber und grünlicher Mergel. Da Versteinerungen in diesen Schichten nicht gefunden wurden, so müssen die Lagerungsverhältnisse entscheiden, wennschon diese die denkbar complicirtesten sind. Die rothen Mergel sind von Serpulit einerseits, von Braunem und Weissem Jura andererseits eingeschlossen. Die Schichten hiernach und besonders nach dem Vorkommen von einzelnen Kalkbrocken mit *Exogyra virgula* Defr. ohne weiteres zum Kimmeridge zu stellen, erscheint mir sehr bedenklich, um so mehr, da diese Kalkbrocken wohl kaum an ursprünglicher Lagerstätte sich finden; nicht weniger bedenklich aber würde es sein, die Mergel mit den nun folgenden Schichten Braunen Juras zusammenzustellen, von denen sie paläontologisch so scharf geschieden sind. Richtiger erscheint es mir, die in Frage stehenden Schichten als Unteren Purbeck, Mündermergel, anzusprechen; denn einmal stimmen unsere Schichten nicht nur mit den ganz analogen Vorkommen von Ochtrup und Oeding, sowie mit den aus der Umgegend von Hannover durch Struckmann [1]) beschriebenen, gleichfalls ganz analogen Schichten genau überein; es weist auch die in den rothen Mergeln vorkommende feste, unter 4. genannte Kalksteinbank, in der ich nicht eine einzige *Exogyra virgula* Defr., oder eine andere charakteristische Jura-Versteinerung fand, durch ihren bis in's Einzelne ganz gleichen lithologischen Habitus mit den überlagernden Kalkbänken und die in ihr vorkommenden undeutlichen Schalreste, welche bei genauer Untersuchung rundliche, herzförmige, concentrisch gestreifte Schalen, höchst wahrscheinlich Cyrenen, erkennen lassen, auf Zusammengehörigkeit mit den Serpulitschichten hin.

Die Bestimmung der nun folgenden, graubraunen Mergelthone bietet gar keine Schwierigkeiten. Die zahlreichen hier gefundenen Versteinerungen charakterisiren diese Schichten als oberen Braunen Jura und weisen ihnen eine Stelle an zwischen den Coronaten-Schichten und den Schichten mit *Ostrea Knorri*.

---

[1]) C. Struckmann, Die Wealdenbildungen in der Umgegend von Hannover. Hannover 1880.

Ebenso leicht ist die Altersbestimmung der dunkelgrauen und bläulich weissen Kalke mit *Exogyra virgula* Defr.; sie gehören dem Kimmeridge an.

Die nächsten im Einschnitt entblössten Schichten sind die gelblich weissen, in kleine Stücke zerknitterten Sandsteine. Bei dem gänzlichen Mangel an Versteinerungen scheint die Deutung zuerst sehr schwierig; glücklicher Weise ist jedoch der unmittelbare Zusammenhang mit der Sandsteinkette des Teutoburger Waldes, mit Localitäten, wie z. B. dem Hohnsberg, an denen bei petrographisch ganz gleichem Habitus organische Reste in grosser Zahl und vorzüglich guter Erhaltung angehäuft sind, durch zahlreiche Fundpunkte nachweisbar. Die Schichten gehören demnach zum Neocom.

Nicht so leicht ist es, den die Sandsteinschichten unterteufenden schwarzen, z. Th. dunkelgrün verwitternden, sandigen Thonen ihre richtige Stelle anzuweisen; hier lassen nicht nur die paläontologischen Beweismittel im Stich, hier fehlt auch jede Analogie mit ähnlichen in der Kette des Teutoburger Waldes anstehenden Schichten. Versuchen wir daher zunächst die in unserem Profil noch weiter aufgeschlossenen Schichten zu bestimmen und aus den Lagerungsverhältnissen dann einige Anhaltspunkte für die Stellung dieser schwarzen Thone zu gewinnen.

Das auf die in Frage stehenden Schichten folgende und zugleich letzte Glied der im Einschnitt entblössten älteren Formationen bildet eine Schichtenfolge dunkelgrauer, kalkiger, kieseliger, von hellern und dunkeln Streifen geflammter Mergel.

Die hier gefundenen Versteinerungen deuten auf Gault hin und zwar nach dem ziemlich häufigen Vorkommen von *Belemnites minimus* List. auf die nach ihm benannten Thone. Dem entspricht jedoch durchaus nicht der petrographische Habitus. Derselbe weist vielmehr entschieden auf das nächst höhere Niveau des Gault hin, den Flammenmergel, jenes eigenthümliche Gestein, welches in seiner petrographischen Beschaffenheit überall, selbst auf weite Entfernungen hin, stets ganz constant bleibt und weder in höheren, noch tieferen Horizonten bis jetzt gefunden wurde. So stimmen denn auch die hiesigen Schichten nicht nur mit

den im Teutoburger Walde am Klusebrink und Ravensberg bei Borgholzhausen von v. Dechen gefundenen und beschriebenen Flammenmergeln, sondern auch mit der im Norden vom Harze bei Langelsheim, unweit der Sophienhütte, vorzüglich aufgeschlossenen äquivalenten Schichtenfolge, wie ich mich selbst überzeugen konnte, bis auf eine etwas hellere Farbe, petrographisch ganz genau überein. Uebrigens ist das Vorkommen des *Belemnites minimus* nicht auf die tiefer liegenden Thone beschränkt, sondern findet sich auch, wie dies mehrere in der Sammlung der Königlichen geologischen Landesanstalt zu Berlin aufbewahrte Exemplare darthun, gar nicht selten im Flammenmergel selbst. Es könnte daher nur zweifelhaft sein, ob unsere Schichten nicht vielleicht, statt zum Flammenmergel, bereits zur Tourtia — da zwischen beiden Schichtenfolgen ein scharfer Abschnitt nicht stattfindet — gehören; dann müsste aber der gefundene kleine Belemnit mit *Belemnites ultimus* verwechselt sein. Die hier besonders vorsichtig geführte Untersuchung des in Frage stehenden Petrefacts, das mehrere charakteristische Eigenthümlichkeiten vor dem *B. ultimus* aufweist, schliessen jedoch allen Zweifel an der Stellung unserer Schichten aus: sie gehören zum Flammenmergel.

Nachdem das Alter dieser Schichten festgestellt ist, wird es leichter sein, sich in den noch nicht bestimmten schwarzen, versteinerungslosen Thonen zu orientiren. Nach ihrer Lagerung zwischen Hilssandstein und Flammenmergel können sie nur dem oberen Neocom oder dem Gault angehören.

Da den Hils- und Gaultthonen entsprechende Bildungen aus diesem Theile des Teutoburger Waldes bislang nicht bekannt, schien anfangs die Entscheidung zweifelhaft bleiben zu müssen. Vor kurzem sind jedoch südlich von Georg-Marien-Hütte bei Anlage eines Wasserstollns im Hilssandstein des Rerenberges ganz ähnliche tiefschwarze Thone, welche zahlreiche dem Neocom eigenthümliche Petrefacten führten, in einer Länge von 200 Metern aufgefahren worden. Auch sind, wie ich von Steinbruchsarbeitern am Dörenberge erfuhr, vor 20 Jahren bereits am Urberge bei Iburg, einer ebenfalls dem Neocom angehörigen Localität, beim Schürfen auf Eisenstein in einem Versuchsschächtchen schwarze

Thone in einer Mächtigkeit von 15 Metern durchteuft worden, die nach der Beschreibung der Arbeiter dem Vorkommen im Hankenberger Eisenbahneinschnitt entsprechen und durch mehrere grosse Ammonitenreste — wahrscheinlich wohl *Crioceras* — sich auszeichnen. Hiernach glaube ich mich für die Stellung der schwarzen Thone, als zum Hils gehörig, entscheiden zu dürfen.

Es wird passend sein, nun noch mit einigen Worten auf die Lagerungsverhältnisse der in unserem Profile entblössten Schichten einzugehen.

Im nördlichen Theile des Einschnitts liegen die Schichten augenscheinlich ganz normal: Serpulit überlagert Mündermergel und dieser wieder Weissen Jura. — Dann aber tritt plötzlich, ungefähr in der Mitte des Einschnitts, eine Aenderung ein: Die bislang regelmässig geschichteten Mergel lassen Schichtung nicht mehr erkennen und enthalten zahlreiche Bruchstücke eines weissen, im Wassergraben noch als anstehend sichtbaren, mergeligen Kalksteins mit *Exogyra virgula* Defr. Weiter südlich, in der Mitte des Einschnitts, ist dieser Kalkstein weder anstehend, noch in losen Stücken zu beobachten. Der Mündermergel ist hier eine wirre Schottermasse, ein förmlicher Grus. Schichtung tritt erst im Braunen und Weissen Jura wieder hervor. Das Streichen hat sich aber hier vollständig rechtwinklig zu der früheren Richtung in Stunde $8\frac{1}{8}$ mit 75^0 gegen Nordosten gestellt, und bleibt in dieser Stunde selbst im Varians- und Rhotomagensispläner constant.

Die obersten Schichtenköpfe des Braunen und besonders des Weissen Jura sind arg gestückelt, geknickt und mit dem rothen Grus des Mündermergel verknetet. Jetzt folgen die zerknitterten Hilssandsteine; diese lassen aber schon selbst in ihrer Zertrümmerung Spuren einer Streichrichtung erkennen, und in den folgenden Hilsthonen und Flammenmergeln ist die Ablagerung freilich überkippt, aber sonst ganz ruhig und ohne Störung. Zwar ganz local, auf die östliche Böschung beschränkt, zeigen auch hier noch zwei kleine muldenartige Einsenkungen über dem Hilsthon, die mit einem Haufwerk zerstückelter Hilssandsteine, bunten Letten des Mündermergels und Kalkbrocken des Purbeck angefüllt sind, Spuren des gewaltigen Druckes, durch welchen die Schichten im

nördlichen Theile des Einschnittes auseinandergerissen und verworfen wurden.

Unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse im Norden der Gebirgskette, besonders der des Wealden und Jura, scheint mir die Annahme einer Sattelspalte die Störungen in unserem Einschnitt am besten zu erklären.

Hierbei sind im nördlichen Sattelflügel die stark geneigten Mündermergel in die klaffende Spalte herabgerutscht, während im südlichen Flügel mehr der ganze Schichtencomplex gesunken ist, wodurch es kommt, dass einerseits die untersten Wealdenbildungen nicht mehr unter den überkippten Juraschichten hervortreten und andererseits der Hilssandstein, der sonst überall mindestens 200 Meter mächtig auftritt, hier so verdrückt und gequetscht erscheint. Es bietet so unser Einschnitt einen weiteren Beleg für die neue Theorie, welche v. Koenen[1]) über Dislocationen im nordwestlichen Deutschland entwickelt und an Beispielen aus hiesiger Gegend erläutert.

Die nun folgenden Einschnitte der Bahn stehen sämmtlich in Schichten des Pläners und haben diesen gut erschlossen. Da diese Schichten aus dem südlichen Theile des Teutoburger Waldes von Schlüter[2]) bereits gegliedert und im nordwestlichen Theile der Gebirgskette bei Lengerich, etwa 20 Kilometer westlich von der Osnabrück-Brackweder Bahn, von Windmöller[3]) genauer beschrieben sind, so hatte sich die Untersuchung in unseren Einschnitten nur darauf zu erstrecken, zu constatiren, ob die Entwickelung des Pläners hier eine ganz gleiche sei, oder ob die hier durchschnittenen Schichten bereits ein höheres oder tieferes Niveau bezeichnen. Durch das Vorkommen ziemlich zahlreicher charakte-

---

[1]) A. v. Koenen, Ueber das Verhalten von Dislocationen im nordwestlichen Deutschland. Jahrb. d. Kgl. Preuss. geolog. Landesanstalt für 1884.

[2]) C. Schlüter, Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 18, S. 35.

[3]) R. Windmöller, Die Entwickelung des Pläners im nordwestlichen Theile des Teutoburger Waldes bei Lengerich. Jahrb. d. Kgl. Preuss. geol. Landesanstalt für 1881.

ristischer Versteinerungen wurde mir diese Untersuchung ausserordentlich erleichtert.

Die Bahnlinie wendet sich beim Verlassen des Hankenberger Einschnitts etwas östlich und schneidet nach 250 Meter starkem Ansteigen in den nordöstlichen Abhang des Hilterberges ein.

Die streichend in St. $8^6/_8$ durchfahrenen Schichten bestehen aus gelblich-grauen, dünnschiefrigen, an der Luft leicht zerbröckelnden, thonigen Mergeln und führen an Versteinerungen:

Serpula cf. *gordialis* v. SCHLOTH.
Avicula gryphaeoides SOW.
Inoceramus orbicularis MÜNST.
Terebratula sp.
Rhynchonella cf. *Martini* MANT. (?).

Die Schichten gehören hiernach zur Tourtia und sehr wahrscheinlich zur oberen Zone derselben, dem sogenannten versteinerungsarmen Plänermergel SCHLÜTER's.

Das Einfallen betrug 40^0 gegen Nord.

Die nächsten beim Colonate Berger von der Bahn aufgeschlossenen Schichten sind blaue, feste, in dicken Bänken geschichtete Kalke mit:

Ammonites varians SOW.
Inoceramus orbicularis MÜNST.
Terebratula sp.

Sie gehören also bereits dem Variansplåner an. Die Schichten streichen in St. $8^2/_8$ und fallen nordöstlich mit 67^0 ein; sie sind ebenfalls nicht in ihrer ganzen Mächtigkeit, sondern grösstentheils streichend von der Bahn durchschnitten. Der Einschnitt ist besonders dadurch interessant, dass hier am höchsten Punkte der Bahn, 177 Meter über N. N., diluviale Massen mit aufgeschlossen sind, welche in den unterliegenden Plänerschichten die bekannten Druckerscheinungen hervorgerufen haben. An und für sich schon zeigen die stark aufgerichteten Plänerschichten in zahlreichen Ablösungen, geglätteten Harnischen, Rissen und Spalten, die sich an einer Stelle sogar höhlenartig erweitern, Spuren hohen Druckes. Zu diesen treten nun noch die Einwirkungen des Inlandeises.

Die Schichtenköpfe sind in Schollen und kleine Stücke zerbrochen, von der Grundmoräne aufgenommen, zu einem Geschiebemergel verknetet und als solcher in die Spalten und Risse des Gesteins tief eingedrungen.

Merkwürdiger Weise werden die zerstückelten Plänerkalke plötzlich fast senkrecht von ockergelben, thonigen Sanden abgeschnitten, die zahlreiche Fragmente eines braunen, eisenschüssigen Sandsteins umschliessen und die, wie eine nähere Untersuchung und Schlämmprobe ergab, durchaus nicht diluvialen Ursprungs sind. Man hat es hier mit einem zersetzten Gestein zu thun, und zwar deuten die noch unzersetzten Gesteinsbrocken nach ihrem petrographischen Habitus auf Hilssandstein hin. Ganz dieselben Sande fand ich südlich von Oesede am Nordabhang der Hilssandsteingruppe des Dörenberg in einer dem Colonen Brünemann gehörigen, ein vorzügliches Profil liefernden Grube. Die Sande zeigen hier noch deutlich die oft eigenthümlich gebänderte Structur des Hilssandsteins.

Die Ablagerung dieser Sande zwischen den sehr gestörten Plänerkalken ist höchst wahrscheinlich eine Folge derselben Ereignisse, durch welche das Hervortreten von Hilssandstein an dem südöstlich gelegenen und weiter unten näher beschriebenen Hüls bewirkt wurde.

Auf die zersetzten Sandsteinschichten im Profil des Einschnittes folgt, da die Plänerkalke hier gesunken sind — sie treten nur an den tiefsten Stellen des Einschnittes als zerstückelte, gestauchte Schollen auf — gleich das Diluvium. Es sind tiefschwarze, in den oberen, scharf abgegrenzten Lagen durch Verwitterung entfärbte, gelbliche braune Mergel; dieselben bilden hier eine kleine Mulde, welcher weisse Spathsande eingelagert sind, liegen fast horizontal und gehen schliesslich in gröbere Sande und Grand über. Die hier gefundenen, vielfach schön gerundeten und geritzten Geschiebe zeigten gegen die Funde in den früheren Diluvialeinschnitten nichts Besonderes. Unter den Geschieben einheimischen Ursprungs waren triadische und unter diesen wieder Muschelkalk, besonders Trochitenkalk vorherrschend, doch fanden sich auch Geschiebe, aber sehr selten,

aus Schichten des Jura, und Sandsteine, die dem Wealden oder Hils zu entstammen schienen.

Die Eisenbahnlinie hat hier die Strasse von Osnabrück nach Dissen geschnitten, und es war daher nöthig, dieselbe näher an den Hilterberg heranzulegen. Um dies zu ermöglichen, mussten bedeutende Absprengungen am Ostfusse des Hilterberges vorgenommen werden. In den hierbei blossgelegten grauweissen, festen, dickgeschichteten Kalken fand ich u. a.:

Discoidea cylindrica Ag.
Ammonites Rhotomagensis Brongn.,

zwei Petrefacten, die keinen Zweifel darüber lassen, dass diese Schichten bereits dem *Rhotomagensis*-Pläner angehören.

Die Schichten fallen hier sehr steil gegen Nord ein — auf dem Gipfel des Berges stehen sie vollständig saiger — und streichen in Stunde $8^4/_8$.

In dem nächsten, an die zuletzt beschriebenen Diluvialablagerungen sich fast unmittelbar anschliessenden Bahneinschnitte sind blauweisse, in ca. 1—1,50 Meter mächtigen Bänken geschichtete Kalke, mit einigen grauen, bröckeligen Mergelschichten wechsellagernd, erschlossen. Die Kalke führen, was auch in den tieferen und höheren Plänerschichten gar nicht selten ist, zahlreiche strahlige, äusserlich in Brauneisenstein umgewandelte Schwefelkiesnieren, sind auf den Schichtflächen vielfach durch Eisenoxydhydrat gelblich gefleckt und stellenweise ausserordentlich zerklüftet.

Von organischen Einschlüssen wurde gefunden:

Hamites ellipticus A. Roemer
Baculites baculoides Mant.
Inoceramus Brongniarti Sow.
Terebratula semiglobosa Sow.
Rhynchonella Cuvieri d'Orb.

Da von *Inoceramus mytiloides* in diesem Einschnitt nichts gefunden wurde, *Inoceramus Brongniarti* dagegen ausserordentlich häufig, oft ganze Schichten erfüllend, vorkam, so dürfte die hier erschlossene Schichtenfolge bereits den unteren *Brongniarti*-Pläner repräsentiren. Die Schichten sind in einer Mächtigkeit von 50 Metern

durchschnitten, fallen in Stunde $8^7/_8$ mit 28^0 südlich ein, und es ist daher bei dem durchgehends nördlichen Einfallen der am Hilterberge erschlossenen Schichten hier eine Sattellinie zu vermuthen.

Dass die Schichten mit *Inoceramus mytiloides* von der Bahn nicht aufgeschlossen sind, ist nicht zu verwundern, da diese Schichten hier nirgends selbständige Rücken und Hügel bildend auftreten, sondern vermöge ihrer weicheren Beschaffenheit sich vielmehr stets durch eine Einsenkung oder ebene Fläche kennzeichnen. Sie waren deshalb auch hier unter dem Diluvium des zweiten Einschnittes zu vermuthen. Es bestätigte sich dies. In einer kleinen Grube am westlichen Abhange des Hüls, etwa 200 Schritt östlich von der Bahn, dicht hinter Vollmers Kotten, gelang es mir, in grauweissen mergeligen Kalken und Mergeln zahlreiche gut erhaltene Exemplare des langgestreckten *Inoceramus mytiloides* zu finden und dadurch das nach ihm benannte Niveau auch hier nachzuweisen. Die Schichten fielen in Stunde $8^3/_8$ mit $60-70^0$ südlich ein.

Nicht nachzuweisen waren dagegen die Schichten mit *Actinocamax plenus*. Nach einer von Herrn Windmöller erhaltenen Notiz ist übrigens auch die bei Lengerich von demselben als zur Zone des *Actinocamax plenus* gehörig bestimmte Schichtenfolge unzweifelhaft dem *Rhotomagensis*-Pläner zuzurechnen, nachdem es Herrn Windmöller später gelungen ist, *Discoidea cylindrica* Ag. in diesen Schichten zu finden.

Die in dem nun folgenden Einschnitte am Fusse des Evensbrink in einer Mächtigkeit von 35 Metern durchfahrenen Schichten gehören ganz dem *Brongniarti*-Pläner an; sie stimmen petrographisch sowohl wie paläontologisch genau mit den Schichten des letzten Einschnittes überein. Von hier ab fallen die Schichten des Pläners stets ganz regelmässig in Stunde $8^3/_8$ mit 20^0 gegen Süden ein.

Es folgen in dem nächsten Einschnitte graublaue, nicht sehr dick geschichtete Kalke, die weiter im Hangenden fester und dunkler werden. Die Versteinerungsführung blieb im Einschnitt nicht ganz constant. Im nördlichen Theile des Einschnittes fand ich:

Inoceramus Brongniarti Sow.
Baculites baculoides Mant.
Micraster breviporus Ag.
Holaster planus Mant.
Terebratula semiglobosa Sow.
Rhynchonella Cuvieri d'Orb.

Im südlichen Theile:

Ammonites peramplus Mant.
Hamites multinodus Schlüt.
Heteroceras polyplocum A. Roem.
Ananchytes striatus Goldf.

Hiernach gehört der nördliche Theil des Einschnittes noch dem *Brongniarti*-Pläner, der südliche Theil dagegen bereits dem *Scaphiten*-Pläner an. Eine scharfe Grenze konnte ich zwischen beiden Zonen nicht entdecken. Die Gesammtmächtigkeit der durchschnittenen Schichten beträgt bei ganz flacher Lagerung — 16^0 südlich — nur 19 Meter.

In dem letzten Einschnitte sind feste, blaugraue, dickgeschichtete Kalke aufgeschlossen. Weiter nach Süden geht die blaugraue Färbung des Kalksteins in eine hellgraue bis vollständig weisse Farbe über. Die Kalke sind hier von grösserer Härte, weniger zerklüftet und durch Eisenoxydhydrat häufig gelblich gefleckt. Die Versteinerungsführung war im ganzen Einschnitt ziemlich dieselbe; nur traten Echiniden in den hangenden Partieen etwas zurück.

Gefunden wurden:

Ammonites peramplus Mant.
» *Austeni* Sharpe
Scaphites Geinitzi d'Orb.
Heteroceras polyplocum A. Roem.
» *Reussianum* d'Orb.
Baculites baculoides Mant.
Ananchytes striatus Goldf.
Holaster planus Mant.
Terebratula semiglobosa Sow.
Rhynchonella Cuvieri d'Orb.
Inoceramus cf. *Cuvieri* Goldf.

Der Einschnitt gehört hiernach noch dem *Scaphiten*-Pläner an, reicht vielleicht nach dem Vorkommen des langgezogenen *Inoceramus Cuvieri* in die nach ihm benannte Zone. Die Bestimmung dieses nur in wenigen schlecht erhaltenen Exemplaren gefundenen Petrefacts ist jedoch nicht so zuverlässig, um Obiges mit Sicherheit feststellen zu können.

Eine Grenze zwischen den Schichten des *Scaphiten*- und *Cuvieri*-Pläner lässt sich auch hier nicht mit Genauigkeit angeben; event. könnte eine 15 Centimeter dicke, graugrünliche, sandige Mergelschicht dieselbe bezeichnen; dann würden 20 Meter des Einschnitts dem *Scaphiten*-Pläner angehören.

Von hier ab hat die Bahn weiter keine Aufschlüsse veranlasst. Sie liegt bis zu ihrem Anschlusse an das Geleise der Köln-Mindener Bahn bei Brackwede vollständig im Planum; nur an einigen wenigen Stellen hat sie unter der Dammerde diluviale Massen in geringer Tiefe — ca. 1—2 Meter — durchschnitten, ältere Schichten jedoch nirgends getroffen.

Zu bemerken ist noch, dass die Bahnverwaltung, um Material zur Herstellung eines Kiesbettes zu gewinnen, in den schon von v. DECHEN [1]) erwähnten mächtigen Diluvialablagerungen bei Borgholzhausen mehrere grosse Aufschlüsse gemacht hat. In einer Mächtigkeit von ca. 15—20 Meter sind hier unter einer 1—2 Meter dicken Lage bräunlich gelben, wenige Geschiebe führenden Diluvialmergels, grobe geschichtete Sande mit Einlagerungen von Thonbänken und bis $2^1/_2$ Meter mächtigen Geröllschichten blossgelegt. Die meist haselnuss- bis faustgrossen Gerölle gehören, soweit sie einheimischen Ursprungs sind, zum weitaus grössten Theil der Trias an. Nach zuverlässigen Mittheilungen der Bauverwaltung wurden unter den Geröllen einige Stücke Bernstein bis zu der Grösse eines Taubeneies, sowie zahlreiche, vorzüglich gut erhaltene Ammoniten gefunden. Leider ist Alles durch die Arbeiter verschleppt worden, und es gelang mir, als ich im Herbst 1886 die Kiesgrube besuchte, daselbst nicht, auch nur einen Ammoniten zu erhalten. Ich selbst fand ausser zahlreichen, gut erhaltenen Exem-

---

[1]) v. DECHEN, a. a. O. S. 389.

plaren von *Terebratula vulgaris* SCHLOTH. und Enkrinitenstielen des Oberen Muschelkalks nur ein einziges Ammonitenfragment, das infolge seiner Kleinheit und schlechten Erhaltung jedoch nicht zu bestimmen war.

II. Beobachtung in der näheren Umgebung der Bahn bei Hankenberge und bei Iburg.

Die eigenthümlichen Verhältnisse, die durch den Bahnbau im Hankenberger Einschnitt aufgedeckt worden sind: das Vorkommen von Schichten, die aus dem nordwestlichen Theile des Teutoburger Waldes bisher nicht bekannt waren, und ihre ausserordentlich gestörte Lagerung gab Veranlassung, die Arbeit nicht mit der Beschreibung der in den Eisenbahneinschnitten entblössten Profile schon abzuschliessen, sondern am Hankenberge wenigstens auch die nächste Umgebung zu berücksichtigen und zu untersuchen, ob die hier gefundenen Schichten auch weiterhin an der Zusammensetzung der Gebirgskette theilnehmen, und ob die an der Bahn constatirte Verwerfungsspalte westlich und östlich noch fortsetzt.

Bei den zu diesem Zwecke unternommenen Excursionen fand ich westlich der Bahnlinie nur wenige gute Aufschlüsse, indem hier ringsum Alles dicht bewaldet und von einer ziemlich mächtigen Diluvialablagerung bedeckt war. Ausser einigen bei den Colonaten Tepe, Ellerweg und Petersmann durch Brunnenanlagen, Fundamentirungen und Culturversuche veranlassten Entblössungen, durch welche die Fortsetzung des Hilssandsteins in einer durch die genannten Colonate bestimmten Richtung bezeichnet wird, fand ich nur hinter dem Hankenberger Forsthause, in einer kleinen Tannendickung, dicht an der Bahn einen alten, fast vollständig zugewachsenen Steinbruch, in welchem eine ziemlich mächtige Wechsellagerung von Mergeln und festen, grauen, bituminösen oolithischen Kalken noch anstehend zu sehen war. Die Kalke stimmten petrographisch mit den im Einschnitt erschlossenen Serpulitschichten genau überein und führten häufiger und meist besser erhalten *Serpula coacervata* BLUMENB.

Das Streichen und Einfallen der Schichten war gleich dem im Einschnitt gefundenen, Stunde 2 mit 55^0 gegen Nordwesten.

Zahlreicher waren die Aufschlüsse, die ich östlich von der Bahn fand. Hier beobachtete ich sowohl Schichten des Jura, wie des Purbeck.

Schon bei Betrachtung der v. DECHEN'schen geologischen Karte drängte sich mir die Vermuthung auf, ob die hier inselförmig aus dem Wealden hervortretenden von ROEMER [1]) noch besonders als Buntsandstein bezeichneten Keuperschichten bei Eppendorf und am Hülsbrink nicht vielmehr dem Oberen Jura, dem Purbeck, angehören könnten.

Die Vermuthung erwies sich beim Besuch dieser Localitäten als richtig. An mehreren guten Aufschlusspunkten zwischen den Colonaten Meyer und Schürmann und dem von hier nach Borgloh führenden Wege fand ich gelblich graue, vorwiegend dunkelroth gefärbte Mergel, die an sich thonig, ja plastisch, durch Aufnahme von Kalk und Kieselsäure zum Theil in dünne, kurzbrüchige Platten, förmliche Sandschiefer, zum Theil durch Concentration des Eisenoxydgehaltes in Rotheisenstein von oolithartiger Structur übergegangen waren, dem äusseren Ansehen nach also dem Vorkommen im Hankenberger Einschnitt völlig gleich zu stellen sind. Versteinerungen fand ich nur in einer Mergelgrube auf dem Hofe des Meyer zu Eppendorf, welche für die Orientirung wohl den besten Aufschluss bietet. Unter den hier erschlossenen, mergeligen und kalkigen Schichten, die mit Keuper die allergrösste Aehnlichkeit haben und fast ganz flach mit nur geringer Neigung gegen Nord gelagert sind, hob ich einige graue, sandige Kalke auf, mit gut erkennbaren Cyrenen auf den Schichtflächen bedeckt. Ob die Schichten ununterbrochen mit den am Hankenberg erschlossenen zusammenhängen, ist der mächtigen Diluvialbedeckung wegen nicht sicher festzustellen. Gerade hier ist es indessen nicht unmöglich; mehrere in der Richtung nach dem Einschnitt zu auf den Feldern gefundene Bruchstücke des rothen Gesteins, sowie ein Wasserriss zwischen den Colonaten Radenbrock und Krampe, an dessen Gehänge die Schichten bis vor Kurzem noch schön zu sehen waren, deuten auf einen Zusammenhang hin.

---

[1]) ROEMER, Die Jurass. Weserkette. S. 388.

Ganz ähnliche rothe, sandige Mergel und Schiefer fand ich am nördlichen Fusse des Hülsbrink aufgeschlossen.

Ob auch hier Mündermergel vorliegt, ist indessen nicht ganz sicher. Im unmittelbaren Contact mit den fraglichen Schichten befinden sich dunkelgeflammte, theilweise schmutzig roth gefärbte Sandsteine, die in einem kleinen Bruche auf dem Hofe des Neubauers Schulte in der Bauerschaft Vessendorf aufgeschlossen sind, und die ebenso, wie die aus derselben Localität schon von F. Roemer [1]) erwähnten Sandsteine bei dem Colonate Stumpe, den Hersumer Schichten angehören.

Andererseits werden die fraglichen rothen Mergel direct überlagert von Serpulit, der gleichfalls nördlich vom Hülsbrink am Vessendorfer Berg in Plogmeier's Mergelgrube ganz vorzüglich aufgeschlossen ist. Die im Profil sich zeigenden dunkeln, vorwiegend schwärzlich gefärbten Schichten waren allenthalben stark gewunden und fielen in Stunde 7 südlich ein. Der Serpulit fand sich hier als eine Wechsellage milder, kalkiger Mergel und Kalke, die weniger fest als am Hankenberge ausgebildet waren und in denen die Röhren von Serpula in ganz ausgezeichneter Entwickelung, oft ganze Schichten allein erfüllend und Knäuel bildend — typischer Serpulit — vorkamen. Weiter gegen Osten wurden dieselben Schichten, Serpulit und rothe Mergel, südlich von Wellingholzhausen in einem Steinbruche an der Bietendorfer Mühle beobachtet.

In nächster Nähe des Eisenbahn-Einschnittes finden sich Aufschlüsse für Serpulit auf den Höfen der Colone Medeweller und Bertelsmann. Die Schichten liegen hier direct unter der Ackerkrume und sind zwischen den beiden Colonaten gut zu verfolgen.

Einen dritten besseren Aufschluss fand ich am nordöstlichen Abhang der Borgloher Egge in einem nach Eppendorf führenden Hohlwege, 140 Schritt unterhalb der Kammhöhe. Die mit den Hankenberger petrographisch ganz gleichen Schichten fielen in Stunde $9^2/_8$ mit 60^0 nordöstlich ein und führten ausser *Serpula coa-*

---

[1]) F. Roemer, a. a. O. S. 403.

cervata Blumenb., *Melania strombiformis*, Cyrenen und anderen bezeichnenden Petrefacten noch gut erhaltene Exemplare von *Corbula inflexa* Dunk., die ich am Hankenberge nicht beobachtet hatte.

Auf dem bewaldeten Gipfel des Hülsbrink standen Deistersandstein und Oberer Wealden an. Ersterer wurde in unmittelbarer Ueberlagerung des Serpulits in Lause's Steinbruch dicht neben Plogmeier's Mergelgrube in Stunde $7^2/_8$ mit 45^0 gegen Süden einfallend, letzterer und Kohlenausgehendes in verlassenen Gruben auf dem Scheitel des Berges in Stunde $11^3/_8$ mit 56^0 gegen Nordosten einfallend gefunden.

Aus dem Gesagten erhellt schon, dass Purbeck-Schichten im Verbreitungsgebiete des hiesigen Wealden nicht so selten sind, als man nach dem, was bis jetzt über diese Bildung bekannt war, vermuthen durfte [1]).

Nachdem Purbeck-Schichten hier einmal mit Sicherheit nachgewiesen sind, wird man sie überall, wo im Wealden durch Verwerfungen oder Mulden und Sättel tiefere Schichten heraufgepresst sind, mit Erfolg suchen. So finden sich Mündermergel auch am Nordrande der Wealdenmulde bei Borgloh, ferner nördlich vom Ottoschacht, wo ich rothe, gelbe und grünliche Mergel zwischen Lias und Oberem Wealden beobachtete, und an mehreren anderen Orten.

Zu erwähnen dürfte schliesslich noch ein Vorkommen sein westlich vom Hankenberger Eisenbahneinschnitt am Fusse des Dörenbergs, an der Chaussee von Osnabrück nach Iburg. Hier haben vor $1^1/_2$ Jahren die rothen Mergel des Purbeck der Georg-Marien-Hütte zu Versuchen auf Eisenstein und zur Anlage eines Schurfschachtes Anlass gegeben. Nach Mittheilungen, die ich von der Bergwerksdirection erhielt, durchteufte der hier etwas

---

[1]) v. Dechen, welcher die bis jetzt bekannten Vorkommen am genauesten registrirt, citirt in Erläuterungen zur geol. Karte etc., S. 406 u. 407, Mündermergel nur aus der Umgegend von Ibbenbüren, Serpulit vom Ellerbrink bei Bielefeld, vom Kreuzkruge bei Kirchdornberg, vom Musenberge und Heidhornberge unweit Iburg, vom Hobleberg bei Natrup und, unserer Localität am nächsten, südlich von Borgloh.

oberhalb der Chaussee, an der sogenannten alten französischen Strasse angesetzte Schacht folgende Schichten:

2,5 Meter sog. Melm,
1,5 » graublaue, zersetzte Schieferthone,
2,0 » graugelber Dolomit,
2,8 » dunkelblauer, sandiger Kalkstein,
1,8 » graue Kalksteinschichten,
2,1 » blaugraue, z. Th. kalkige Schiefer mit nicht zu bestimmenden Versteinerungen,
3,6 » blaue, stark zerklüftete Kalksteine, auf den Klüften mit Krystallen von Bitterspath und Eisenspath überzogen und geringen Ausscheidungen von schlackigem Erdpech.

Die durchteuften Schichten fielen von Tage her ziemlich flach mit 10^0 südöstlich; das Einfallen wendete sich bei zunehmender Tiefe mehr nach Nordosten und wurde auf der 16,3 Meter tiefen Schachtsohle rein nördlich mit 25^0 gefunden.

Es wurde nunmehr im südlichen langen Schachtstosse ein Querschlag nach Südosten angesetzt, welcher sich allmählich nach Süden wandte, rechtwinklig zum Streichen der Schichten. Bei 15 Meter Querschlagslänge vom Schachte ab fuhr man die eigentlichen Eisenstein führenden Schichten an. Es war eine Wechsellagerung von rothen, thonigen und sandig kalkigen Schiefern mit dünnen ca. 10 — 25 Centimeter mächtigen Oolithbänkchen und gelbgrauen, sandigen Kalksteinen. Im Liegenden dieser wechselnden, in Stunde $7^4/_8$ mit 25^0 südwestlich einfallenden, ca. 6,5 Meter mächtigen Lagerstätte standen blaugraue Schieferthone an mit ziemlich vielen Versteinerungsresten, die der starken Zersetzung wegen jedoch nicht bestimmbar waren. Bei 59 Meter vom Schachte ab hatte der Schieferthon eine braune Färbung angenommen und enthielt ziemlich häufig Bruchstücke von älteren und jungen Exemplaren sehr grosser Belemniten — unzweifelhaft *Belemnites giganteus.* — Da die Analyse der Eisenstein führenden Schichten fortwährend schlechte Resultate ergab — nur 18,9 pCt. Eisen —, so wurde, nachdem die eigentliche Lagerstätte noch mit einer Strecke

20 Meter streichend verfolgt war und hierbei der Eisenoolith in gleicher schlechter Qualität gefunden wurde, der Betrieb am 31. October 1884 eingestellt.

Bei diesen Untersuchungen wurden seitens der Georg-Marien-Hütte die gefundenen Versteinerungen leider wenig beachtet. Nach der erhaltenen petrographischen Beschreibung zweifelte ich jedoch nicht, dass hier dieselben Schichten vorliegen, wie im Hankenberger Eisenbahneinschnitt. Die mit dem Schachte durchteuften, hangenden Schichten sind höchst wahrscheinlich dem Serpulit zu parallelisiren, den ich beim Besuch dieser Localität im Herbst vorigen Jahres am Fusse des Dörenberges in mehreren neu angelegten Steinbrüchen gut aufgeschlossen fand. Für die tieferen Schichten gewährte die bereits eingeebnete Halde noch werthvolle Anhaltspunkte. Die hier erschlossenen eisenschüssigen, rothen Schichten konnte ich mit dem Mündermergel vom Hankenberge identificiren und in den unterteufenden braunen Schieferthonen, in welchen von der Hütte bereits *Belemnites giganteus* beobachtet wurden, fand ich dieselben Schichten wieder, wie am Hankenberge. Es waren dieselben braunen, glimmerigen, sandigen Mergelthone, und es gelang mir ausser den bereits am Hankenberge beobachteten charakteristischen Versteinerungen des Braunen Jura wie *Ammonites* sp., *Astarte pulla* und *depressa* u. a. hier noch *Trigonia clavellata* PARK. und *Pholadomya* sp. nachzuweisen. Ob auch hier zwischen den rothen Mergeln und dem Braunen Jura Schichten mit *Exogyra virgula* blossgelegt worden sind, war leider nicht mehr zu entscheiden.

Als ich vor dem Niederschreiben dieser Beobachtungen die Litteratur durchsah, fand ich, dass HEINE [1]) bereits die Vermuthung ausgesprochen hat, die rothen Mergel von Eppendorf und am Hülsbrink möchten zum Purbeck zu rechnen sein, eine Ansicht, die BRAUNS bezweifelt [2]).

Ob Kimmeridge, wie BRAUNS will, oder Purbeck, darüber wird man bei dem petrographisch ganz gleichen Aussehen und den

[1]) HEINE, Geognost. Untersuchungen der Umgegend von Ibbenbüren. Verhandl. des naturhist. Vereins der Preuss. Rheinl. u. Westf. 19. Jahrg., S. 198.

[2]) BRAUNS, Der Obere Jura im Westen der Weser; ebenda, 30. Jahrg., S. 41.

unsicheren palaeontologischen Beweismitteln in dieser Zwischenbildung stets im Zweifel sein können; sicher gewinnt aber die Annahme, dass die Schichten bei Eppendorf und am Hülsbrink der Purbeckbildung äquivalent sind, durch die Aufschlüsse im Hankenberger Eisenbahneinschnitt ein neues stützendes Moment, und ganz sicher ist, dass dieselben nicht zum Buntsandstein gehören und ebenso wenig zum Braunen Jura, wie TRENKNER auf seiner geologischen Karte der Umgegend von Osnabrück angiebt. Wohl irrthümlicher Weise? — denn nirgendwo an diesen Localitäten habe ich Braunen Jura beobachtet und weder bei v. DECHEN[1]), noch bei BRAUNS[2]) findet sich hierfür auch nur irgend eine bezügliche Notiz.

Die in dem Hankenberger Einschnitte constatirte breite Verwerfungsspalte war westlich der Bahn nicht weiter zu verfolgen; östlich wird sie auf eine kurze Strecke noch durch eine tiefe Bodeneinsenkung markirt, tritt noch einmal an der Borgloher Egge auf, verschwindet dann aber auch hier unter diluvialen Bildungen.

Die im Hankenberger Eisenbahneinschnitte auftretenden Schichten des Hilssandstein hängen, wie schon oben bemerkt, mit den am Hohnsberge und der Borgloher Egge wieder aus dem Diluvium hervortretenden Sandsteinrücken ununterbrochen zusammen.

Der Sandstein erreicht hier übrigens nicht ganz die auf der geologischen Karte von v. DECHEN angegebene Breite. Auf dem Rücken der Borgloher Egge beträgt die Mächtigkeit der Schichten, die hier in Stunde 8 vollständig saiger stehen, durchschnittlich etwa 200 Meter, steigt nach Osten zu bis zu 400 Meter und sinkt im Hankenberger Einschnitt bis auf 12 Meter.

Nach Süd-Westen folgen auf den Sandstein der Borgloher Egge Schichten mit allen äusseren Merkmalen des Flammenmergels. Dieselben erreichen eine Breite von über 200 Meter und

---

[1]) v. DECHEN, Erläuterungen der geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Theil.

[2]) BRAUNS, Der mittlere Jura. Kassel 1869.

füllen das ganze Thal zwischen der Erhebung des Hüls und der Borgloher Egge aus.

Die Mergel werden hier zwar vom Diluvium bedeckt, sind aber an dem östlichen Gehänge des das Thal durchströmenden Aubaches, sowie in einem an Siekers Kotten vorbei nach dem Wehdeberge hinführenden, kürzlich aufgebessertem Fahrwege ganz vorzüglich erschlossen.

Ich fand hier einige gut erhaltene Exemplare von *Avicula gryphaeoides* Sow., dagegen nicht einen einzigen kleinen Belemniten, wie sie im Flammenmergel des Hankenberger Einschnitts so häufig waren. Es ist daher sehr wohl möglich, dass die Schichten schon ein höheres Niveau, etwa das der von der Bahn nicht aufgeschlossenen untersten Tourtia repräsentiren.

Die im Hankenberger Einschnitt aufgedeckten schwarzen Hilsthone scheinen hier nicht mehr hervorzutreten; wenigstens zeigten die dicht an der Grenze des Hilssandsteines am Fusse der Borgloher Egge gemachten Schurflöcher stets nur schwärzliche Mergel, die von den bei Siekers Kotten entblössten Schichten äusserlich nicht zu unterscheiden waren.

Weiter nach Süden folgen auf die dunkeln grauen Mergel weisse Plänerkalke, Schichten, die bei gleichem Streichen mit den Aufschlüssen an der Bahn bei Berger jedenfalls der oberen Tourtia und dem *Varians*-Pläner entsprechen. Die Schichten reichen ungefähr bis zur Höhe des Hüls, der sich hier 255 Meter über NN. erhebt. Auf dem Gipfel des Hüls steht wieder Hilssandstein an; derselbe ist in mehreren Steinbrüchen am Nordabhang des Berges gut erschlossen und bildet hier, rings vom Pläner umgeben, einen 300 Meter breiten und 1000 Meter langen Rücken. Schon v. Dechen [1]) erwähnt dies eigenthümliche Vorkommen und rechnet es zu den in diesem Theile des Teutoburger Waldes auftretenden bedeutenden Störungen, ohne jedoch der Frage, wodurch die Hervorhebung des Sandsteins bewirkt worden ist, eigentlich näher zu treten. Er stellt dagegen bereits das Alter des Sand-

---

[1]) v. Dechen, Der Teutoburger Wald. S. 349.

steins, den GEINITZ[1]) für Quadersandstein gehalten hatte, als zum Hils gehörig mit Sicherheit fest, und es mag deshalb hier nur noch bemerkt werden, dass augenblicklich die Steinbrüche am Hüls neben denen am Hohnsberge bei Iburg und dem Barenberge bei Borgholzhausen zu den besten Fundstellen für Neocom in hiesiger Gegend gehören.

Die gestörten Verhältnisse in den Eisenbahneinschnitten am Hankenberge und bei dem Colonate Berger, die steile Schichtenstellung des Sandsteins auf der Borgloher Egge und der Plänerschichten am Hilterberg, die hier mehr nördlich einfallend erst am Evensbrink in die normale gegen Süden gerichtete Lage übergehen, stehen zweifellos in Zusammenhang mit dem merkwürdigen Hervortreten des Hilssandsteins am Hüls.

Es möge daher gestattet sein, die interessanten Lagerungsverhältnisse am Hüls, die jetzt durch Bergbaubetrieb besser erforscht sind, mit in die Untersuchung hineinzuziehen.

Anlass zum Bergbau am Hüls gab ein Vorkommen von Eisenocker in den ganz unregelmässig verlaufenden Klüften des Hilssandsteins. Um denselben zu gewinnen, wurde »in der Flachsdehne« am Südfusse des Hüls, 83,1 Meter unterhalb des Berggipfels ein Stolln angesetzt und mit diesem die Plänerschichten quer durchfahren. Anstatt indessen, wie nach den Schürfen an der Tagesoberfläche und dem meist steilen Einfallen des Sandsteins zu erwarten war, diesen bei etwa 270 Meter Stollnlänge zu treffen, wurde derselbe erst bei 460 Meter angefahren, und liegt mithin ziemlich flach auf den Schichten des Pläners. Der letztere erwies sich beim Durchfahren als sehr gestört und eigenthümlich geschichtet. Während die Schichten anfangs bis auf 180 Meter regelmässig in Stunde $8^3/_8$ südlich einfielen, wurde weiterhin das Einfallen als ein mehr nördliches gefunden; dabei machten die Schichten alle Stadien von ganz flacher bis vollständig saigerer Lagerung durch, waren durch zahlreiche kleine Verwerfungen gegen einander verschoben und ausserordentlich zerklüftet.

---

[1]) GEINITZ, Das Quadersandstein- und Kreidegebirge in Deutschland. (Freiberg 1849—50). S. 27.

Bezüglich der Altersbestimmung konnte ich im Stolln und auf der verstürzten Halde keine Beobachtungen machen. Nach dem Aussehen und Streichen der Schichten jedoch und dem Funde von *Inoceramus Brongniarti* Sow. in einer kleinen Grube dicht am Stolln-Mundloch glaube ich die Schichten zum unteren *Brongniarti*-Pläner stellen zu dürfen.

Das Aussehen der Schichten im Stolln blieb übrigens nicht constant, während die Schichten vom Mundloch aus eine mehr weissliche Färbung zeigten, ging dieselbe später in eine mehr dunkelblaugraue bis schwärzliche Farbe über. Es setzen also auch wahrscheinlich der *Rhotomagensis*- und *Varians*-Pläner hier durch. Zwischen dem Pläner und dem Sandstein wurde eine Schicht blauen bis tiefschwarzen, plastischen Thons angetroffen und in einer Mächtigkeit von 8 Metern durchfahren. Die Mächtigkeit dieser Thonschicht soll nach den Aussagen des Obersteigers ausserordentlich zunehmen und über Tage, wie durch Schürfe nachgewiesen, beinahe 50 Meter betragen. Dieselben Schichten wurden an der Westseite des Hüls gleichfalls als Grenze zwischen dem Sandstein und Pläner wahrgenommen. Ich konnte diese Thone weder über Tage, da die Schurflöcher wieder eingeebnet waren, noch unter Tage der starken Zimmerung wegen genügend beobachten; ich zweifle jedoch nicht, zumal da Versteinerungen nicht gefunden wurden, dass hier nicht ein selbstständiges Schichtenglied vorliegt, sondern ein secundäres, durch Zermalmung und Zerreibung der Gebirgstheile entstandenes Product als Ausfüllung der Dislocationsspalte.

Der Stolln wurde im Sandstein noch ca. 50 Meter weiter aufgefahren und dann durch ein 41 Meter hohes Ueberhauen mit einem kleineren, von der Nordseite des Berges aus angesetzten 180 Meter langen Stolln verbunden, wodurch die Grube den nöthigen Wetterzug erhielt. Der Sandstein erwies sich beim Durchörtern als ganz ausserordentlich zerklüftet und zerstückelt, stellenweise als eine förmliche Trümmermasse und ist von einer Streichrichtung meist gar nicht zu sprechen. Die von mir in

[1]) v. Dechen, a. a. O. S. 349.

der Grube gemachten Messungen stimmen daher auch schlecht überein.

In den Steinbrüchen beobachtete ich die Schichten in Stunde 2 mit 26° nordwestlich gerichtet; v. DECHEN[1]) dagegen fand hier die Schichten in Stunde $3^{4}/_{8}$ mit 85° gegen Nordost einfallend, bemerkt jedoch ebenfalls, die Schichtenstellung sei undeutlich und vielfach saiger.

In den zahlreichen den Sandstein ganz regellos durchsetzenden, manchmal bis 2 Meter weiten Spalten und Klüften hat sich nun ein meist pulveriger, selten thoniger Eisenocker ausgeschieden.

Nach der Art des Vorkommens, das man am Richtigsten wohl als Butzen bezeichnet, ist die Gewinnung des Ockers natürlich eine ganz unregelmässige und von einem eigentlichen systematischen Abbau daher kaum zu sprechen.

Die Verwerthung der gewonnenen Masse erfolgt nicht als Erz, sondern als Farbe. Zu diesem Zweck wird der Ocker auf höchst einfache Schlämmapparate gebracht, von Sand und Verunreinigungen separirt und schliesslich auf freistehenden Gerüsten getrocknet. Er kommt theils gebrannt, theils ungebrannt in den Handel, enthält 71 pCt. Eisenoxyd und bildet als »Hilter Goldocker« einen werthvollen und weithin gesuchten Artikel.

Die Ablagerung des Ocker in den Klüften des Sandsteins ist ohne Zweifel eine Folge der in den hiesiegen Bergen circulirenden Kohlensäure-reichen und eisenhaltigen Gewässer.

Das gar nicht seltene Vorkommen von Eisenkiesen in den umgebenden Plänerkalken gab wohl den ersten Anlass zur Bildung derartiger mineralischer Gewässer. Durch ihre Zersetzung bildet sich nämlich neben schwefelsaurem Eisenoxydul freie Schwefelsäure und durch die Einwirkung dieser Reagentien auf den Kalkstein entsteht einerseits schwefelsaurer Kalk, andererseits kohlensaures Eisenoxydul und freie Kohlensäure, die von den Sickerwassern absorbirt werden. Durch den Gehalt an freier Kohlensäure werden diese aber bekanntlich ausserordentlich befähigt, auf die Gesteinselemente weiter zersetzend und lösend einzuwirken. Da nun der Hilssandstein an sich sehr eisenschüssig ist, so ist es sehr wahrscheinlich, die isolirte Lage inmitten des Pläners spricht dafür,

dass die Kohlensäure-reichen Gewässer den Sandstein selbst zersetzen, ihm Eisenoxydul entzogen und beim Verdunsten des Wassers und der Kohlensäure in seinen Spalten und Klüften wieder absetzten, — Lateral-Secretion — während der aus den Plänerschichten aufgenommene kohlensaure Kalk, welcher durch Oxydation weniger schnell zersetzt wird, in Lösung blieb und von den Gewässern weiter fortgeführt wurde.

Durch eine derartige Extraction des Eisengehaltes durch die aus dem Plänerkalke hervorbrechenden Gewässer erklärt sich auch die hier hellgelbe bis vollständig weisse Färbung gegenüber dem sonst meist dunkleren, bräunlich gelben Aussehen des Sandsteins.

Die Pläner- und Sandsteinschichten am Hüls bilden keinen Sattel. — Ein kleiner Specialsattel wurde zwar an der Südseite des Hüls mit dem Stolln in den arg verbogenen Plänerkalken durchfahren; eine grössere Sattellinie indessen, die sich wie oben vermuthet, nach dem zuerst nördlichen, dann südlichen Einfallen der Schichten vom Hüls bis zum Hilterberge verfolgen lässt, ist mit Sicherheit nicht zu constatiren, und die steil gegen Nord gerichteten Cenoman-Bildungen am Hilterberge sind den jüngeren südlich einfallenden Schichten am Hüls gegenüber als überkippt zu erachten. — Die Annahme eines Sattels für den Rücken des Hilssandsteins am Hüls würde die Lagerungsverhältnisse des Flammenmergels oder der untersten Tourtia zwischen Borgloher Egge und dem Pläner des Hüls nicht erklären. Die Schichten müssten doch dann noch zweimal, nördlich und südlich vom Sandstein des Hüls auftreten, und das war bislang nicht nachzuweisen.

Hier liegt ein losgerissener Gebirgskeil vor, der von Längs- und Querspalten allseitig begrenzt, in Folge einer Ueberschiebung, worauf vielleicht die flache Lagerung des Sandsteins über dem Plänerkalk hindeutet, oder in Folge einer Senkung der umgebenden Plänerschichten hervorgetreten ist. Diese Spalten sind in dem lehmigen Zerreibungsproduct, welches über Tage und im Stolln an der Grenze des Plänerkalksteins gefunden wurde, und in den Störungen des Eisenbahneinschnitts bei Berger zu erkennen.

Südlich vom Hüls bieten die Schichten des Pläners nichts Bemerkenswerthes; sie streichen in normaler Schichtenfolge in Stunde $8^3/_8$ und fallen ganz regelmässig mit 20^0 südwestlich ein.

Grünsandschichten, wie sie weiter südöstlich am Wehdeberg, Asberg und der Timmer Egge durch SCHLOENBACH[1]) beschrieben sind, habe ich hier nirgends beobachtet.

Folgerungen.

Ueberblicken wir zum Schluss die im Vorstehenden dargestellten Erscheinungen kurz noch einmal, so dürften sich folgende Resultate ergeben:

1. Im Gebiete des Teutoburger Waldes wurden von der Bahn zwei grössere nahezu parallel verlaufende Verwerfungsspalten durchfahren, von denen die eine am Hankenberge das Erscheinen von jurassischen Gebilden zur Folge hatte, während die andere, welche vom Hilterberg bis zum Hüls durchsetzt, das Hervortreten von Hilssandstein zwischen Plänerkalk bewirkte.

2. Die Diluvialbildungen an der Osnabrück-Brackweder Eisenbahn überlagern in zusammenhängender durchschnittlich 2 bis 8 Meter mächtiger Decke Schichten des Lias und Wealden und finden sich auf der Erhebung des Teutoburger Waldes bei 177 Meter Meereshöhe noch in typischer Entwickelung. Sie gehören durchweg dem Unteren Diluvium an und unterscheiden sich in ihren Lagerungsverhältnissen und in ihrem petrographischen Habitus nicht wesentliche von den aus der Umgegend von Berlin bekannten Schichten. Südlich von Wellendorf und in den Schluchten der Gebirgskette repräsentirt sich das Diluvium in seinen obersten Lagen als ein geradezu geschiebefreier, lehmiger Sand oder Lehm. Wo wirklich Feuersteinstückchen und andere kleinere oder grössere Geschiebe vorkommen, entstammen dieselben meist den darunter liegenden Diluvialmergeln und Sanden. In den Thälern des Teutoburger Waldes bedeckt er als »Gehängelehm« unmittelbar ältere Schichten.

---

[1]) SCHLOENBACH, Beitrag zur Altersbestimmung u. s. w. Neues Jahrb. für Min. von LEONHARD und BRONN. Jahrg. 1869, S. 808.

Der typische Diluvialmergel hat vielfach eine hier bislang noch nicht beobachtete tiefschwarze Farbe, die durch Verwitterung in den oberen Lagen in's Bräunliche bis Hellgelbe übergeht. Die Geschiebe sind etwa zur Hälfte nordischen, zur Hälfte einheimischen Ursprungs und gehören dann zum weitaus grössten Theil der Triasformation an. Jurassische Geschiebe waren äusserst selten. Geschiebe von weiter südlich oder westlich anstehenden Formationen z. B. aus dem Sandstein- und Quarzconglomerat des Piesberges, die von Hamm[1]) bei Bellevue südwestlich von Osnabrück in so grosser Menge nachgewiesen wurden, fehlen hier gänzlich. Von einer diluvialen Fauna wurde auf der ganzen Strecke nichts bemerkt.

3. Purbeckschichten, wie sie aus der Umgegend von Hannover durch Struckmann[2]) beschrieben sind, bilden auch hier bei Osnabrück in fast gleicher Entwicklung regelmässig das Liegende der Wealdenformation und treten besonders an den Rändern der Mulde hervor.

4. Die Schichten des Braunen Jura, bislang nur aus dem östlichen und westlichsten Theile des Teutoburger Waldes von Kirchdornberg bezw. Ibbenbüren bekannt, treten bei Hankenberge und Iburg unter den Kreideschichten hervor und scheinen, da sie paläontologisch mit den an genannten Localitäten vorkommenden Schichten ein ziemlich gleiches Niveau bezeichnen, wahrscheinlich in ununterbrochenem Zusammenhange an der Bildung der Gebirgskette theilzunehmen.

5. Das von Roemer[3]) und v. Dechen[4]) beschriebene, bislang einzig dastehende Vorkommen von Weissem Jura im Gebiete des Teutoburger Waldes am Kreuzkruge bei Werther erhält eine Parallele in den im Hankenberger Einschnitt auftretenden paläontologisch und petrographisch ganz gleichen Schichten mit *Exo-*

---

1) Hamm: Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von Osnabrück. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Jahrg. 1882, S. 629.

2) Struckmann, Die Wealdenbildungen von Hannover.

3) Roemer, Die jurassische Weserkette. S. 409.

4) v. Dechen, Der Teutoburger Wald. S. 388.

gyra virgula DEFR.[1]). Die Folgerungen, welche sich aus der grösseren Verbreitung des Jura im Gebiete des Teutoburger Waldes für die Genesis dieses Gebirgszuges und der Weserkette, entgegen der Ansicht ROEMER's[2]), wahrscheinlich ergeben, hat HEINE[3]) bereits angedeutet.

6. Der Flammenmergel, von Borgholzhausen ab fehlend, tritt am Hankenberge als das Liegende des Cenoman-Pläners in typischer Ausbildung wieder hervor.

7. Zwischen dem Flammenmergel und Hilssandstein tritt im Hankenberger Eisenbahneinschnitt ein tiefschwarzer, stellenweise grünlich sandiger Thon hervor, der bei dem gänzlichen Mangel an Versteinerungen und dem Vorkommen ähnlicher Schichten bei Georg-Marien-Hütte und am Urberge bei Iburg — vorbehaltlich späterer genauer Untersuchungen — vorläufig als Hilsthon anzusprechen ist.

8. Die Entwicklung des Pläners in den Hilter Eisenbahneinschnitten weicht paläontologisch, wie petrographisch von den westlich bei Lengerich durch WINDMÖLLER beschriebenen Schichten in keiner Weise ab.

---

[1]) Weitere notorische Schichtenglieder des Weissen Jura im Bereiche des Teutoburger Waldes sind nur noch vom Stemberge zwischen Holzhausen und Berlebeck bekannt und zuerst durch R. WAGENER als zum Coralrag gehörig in Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande und der Provinz Westfalen, 21. Jahrg., S. 31 kurz beschrieben werden.

[2]) ROEMER, a. a. O. S. 423.

[3]) HEINE, a. a. O. S. 206.

Litteratur.

Zum vorbereitenden und vergleichenden Studium habe ich bei der vorliegenden Arbeit vorzugsweise folgende Werke eingesehen:

Bölsche, W. Geognostisch-paläontologische Beiträge zur Kenntniss der Juraformation in der Umgegend von Osnabrück. — Programm der Realschule zu Osnabrück 1882.

Brauns, D. Der mittlere Jura im nordwestlichen Deutschland. Kassel 1869.

Brauns, D. Der obere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig 1874.

Brauns, D. Der obere Jura im Westen der Weser. Verhandl. des naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 30. Jahrgang 1873, S. 1.

von Dechen, H. Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und Westfalen. Bonn 1884.

von Dechen, H. Der Teutoburger Wald, eine geognostische Skizze. Verhandl. des naturhist. Vereins u. s. w. Jahrgang 1856.

Dunker und Koch. Beiträge zur Kenntniss des norddeutschen Oolithgebirges. 1837.

Dunker, W. und von Meyer, H. Monographie der norddeutschen Wälderbildung. Braunschweig 1846.

Geinitz, H. B. Elbthalgebirge I und II, 1871—57 in Palaeontographica Bd. 20, Th. 1 und 2.

Hamm, H. Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von Osnabrück. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1882. S. 629.

Heine, Th. Geognostische Untersuchung der Umgegend von Ibbenbüren. Verhandl. u. s. w. Jahrgang 1862, S. 107.

d'Orbigny, A. Paléontologie française. Terr. jurassiques et crétacés.

Quenstedt, F. A. Der Jura. Tübingen 1858.

Roemer, F. A. Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithgebirges. Hannover 1836 und Nachtrag 1839.

Roemer, F. A. Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. Hannover 1841.

Roemer, Ferd. Ueber die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Jahrg. 1850.

Roemer, Ferd. Die jurassische Weserkette. Verhandl. des naturhist. Vereins u. s. w. 15. Jahrgang 1858, S. 283.

von Seebach, H. Der Hannöversche Jura. Berlin 1864.

SCHLOENBACH, U. Beitrag zur Altersbestimmung des Grünsandes von Rothenfelde. Jahrbuch für Min. Jahrgang 1869.

SCHLOENBACH, U. Beiträge zur Palaeontologie der Jura- und Kreideformation im nordwestlichen Deutschland. Palaeontographica, Bd. 13, 1865—66.

SCHLÜTER, A. Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 18, Jahrg. 1866.

SCHLÜTER, A. Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Palaeontographica Bd. 21—24, 1872—1877.

VON STROMBECK, A. Ueber den Gault im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrgang 1860.

STRUCKMANN, C. Die Wealdenbildungen der Umgegend von Hannover. Hannover 1880.

TRENKNER, W. Die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Osnabrück. Osnabrück 1881.

WAGENER, R. Die jurassischen Bildungen der Gegend zwischen dem Teutoburger Wald und der Weser. Verhandl. des naturhist. Vereins u. s. w. 21. Jahrgang 1864, S. 1.

WEERTH. Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoburger Walde. Palaeontologische Abhandlungen von DAMES und KAYSER, Band 2, 1884.

WINDMÖLLER, R. Die Entwicklung des Pläners im nordwestlichen Theile des Teutoburger Waldes bei Lengerich. Jahrbuch der Königl. Preuss. geologischen Landesanstalt für 1881.

Den Herren Prof. Dr. BRANCO in Königsberg, Bergassessor WINDMÖLLER in Saarbrücken und Gymnasiallehrer Dr. BÖLSCHE in Osnabrück spreche ich auch hier nochmals meinen aufrichtigen Dank aus für die freundliche Unterstützung, die sie mir bei dieser Arbeit mehrfach durch Rath und That haben zu Theil werden lassen.

Berichtigungen zum Jahrbuch für 1887.

Auf Seite 169 gehören die Klammern Zeile 14 von unten »(?)« hinter zuerst, Zeile 10 von unten »(nach meiner Bezeichnungsweise vorderen)« und Zeile 4 »(Membran?)« nicht zu dem Citat, sondern sind Zusätze des Verfassers, um dasselbe für den Leser verständlich zu machen.

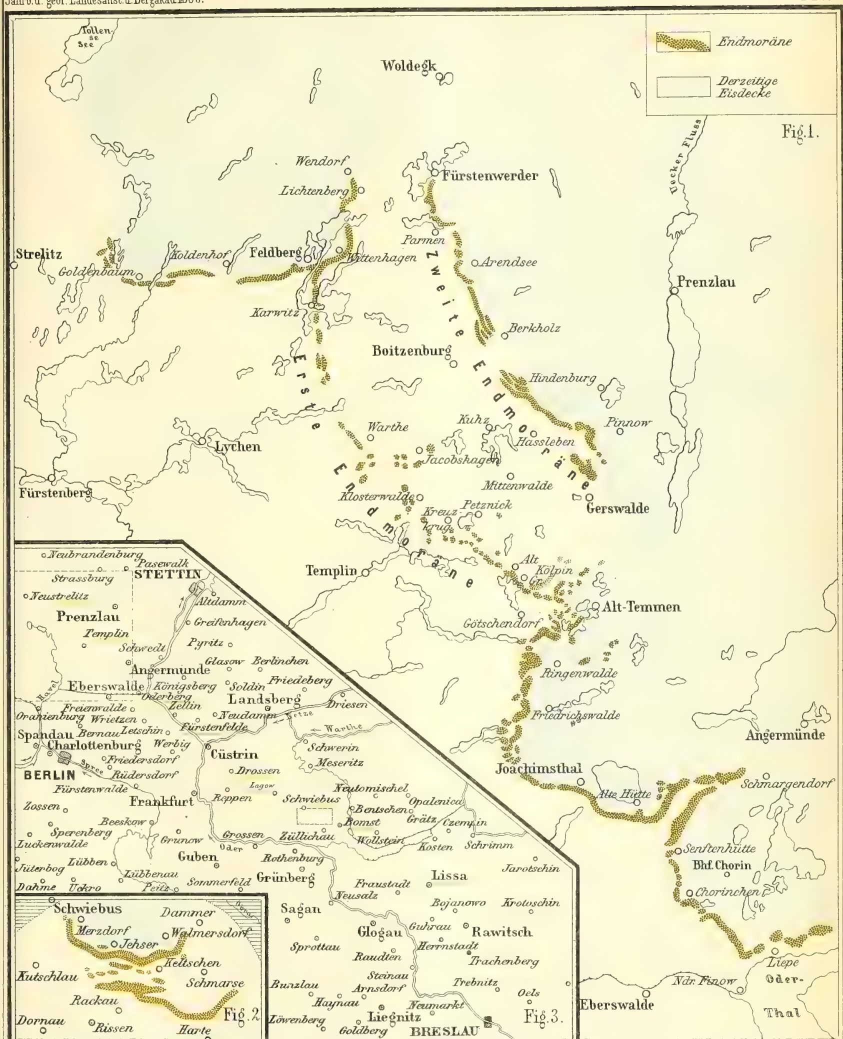
Seite 204 Zeile 8 von unten lies: indirecter statt negativer.

Berichtigungen zum Jahrbuch für 1888.

Seite 4 Zeile 6 von unten steht späthpliocäne lies: spätpliocäne.
» 14 Die neueren Arbeiten von STEENSTRUP u. a. über grönländische Gletscher waren mir zur Zeit der Abfassung des Aufsatzes (1886) noch unbekannt.
» 26 Zeile 11 von oben steht 14″ lies: 14′.
» 26 » 17 » unten fehlt arc. tn vor 0,023 und 0,014.
» 42 » 11 » oben steht Houtebay lies: Houtbay.
» 42 » 17 » » » 23 » 28.
» 42 ist zuzufügen: dass an der Südwestküste des Kaplandes Muschelbänke bei Ugrabibpoort an der Port Nolloth-Steinkopf-Eisenbahn in 500′ M. H. vorkommen, bei Port Beaufort in ca. 100′, zwischen der Missionsstation Ebenezer und dem Bergfluss, 2—4 miles landeinwärts, in 300—500′ M. H.; sowie dass am Kongo, in 200 Meter M. H., von Zboinski eine der jetzigen Küstenfauna identische subfossile Fauna gefunden wurde.
» 54 Zeile 13 von unten fehlt nach Geoiddeformationen und.
» 54 » 11 » » » » verwirren aber.
» 58 » 12 » » steht desshalb lies: deshalb.
» 65 » 10 » » » 1875 » 1857.
» 66 » 2 » oben » 0,507 » 0,597.
» 69 » 2 » unten fehlt nach Kapitel Seite 86.
» 85 » 11/12 » » fällt aus in Erdmann's Journal für praktische Chemie.
» 86 » 10 » » steht entalng lies: entlang.
» 90 » 20 » oben fehlt > vor 3.
» 90 » 25 » » Gneissgrundschutt I sollte in eine besondere Zeile kommen.
» 109 » 5 » unten steht Eisenokerabsätze lies: Eisenockerabsätze.
» 186 » 6 » oben lies: Turon statt ebenfalls Senon.
» 219 » 2 » unten lies: Bruntrutana statt Bruntutana.
» 312 » 14 » oben lies: Millimeter statt Meter.

A. W. Schade's Buchdruckerei (L. Schade) in Berlin, Stallschreiberstr. 45-46.

Die südliche baltische Endmoräne.



Entworfen von G. Berendt. Lith. Anst. v. L. Kraatz, Berlin

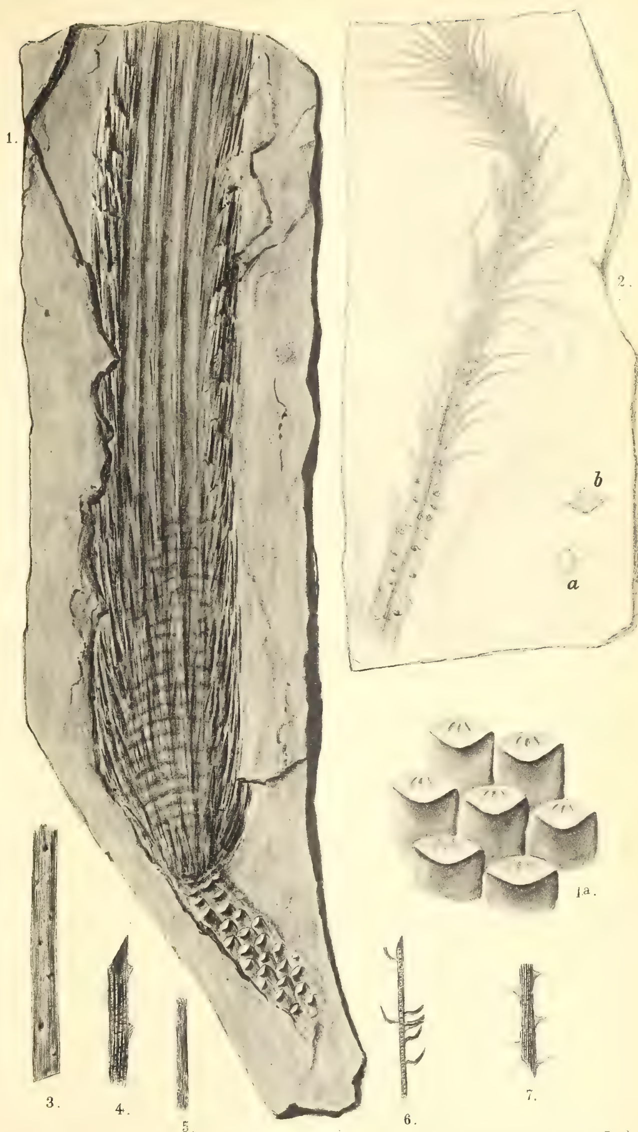
Tafel II.

Fig. 1. *Sigillodendron frondosum* Göpp. sp. von Niederrathen in Niederschlesien, Rothliegender Kalkstein. Nach einem Wachsabguss des Originales zu Göppert's *Lepidodendron frondosum.*

Fig. 1 A. Blattpolster und Blattnarben des Vorigen, vierfach vergrössert.

Fig. 2. *Walchia longifolia* Göpp. in Thoneisenstein der Lebacher Stufe von Berschweiler bei Kirn. Bei a und b ein Paar Blattnarben vergrössert.

Fig. 3–7. Zweigbruchstücke von *Walchia*, mehr oder weniger entblättert, von Friedrichsroda im Thüringer Wald, Steinbruch nahe der Stadt, Unter-Rothliegendes.



E. Ohmann gez.

Lichtdruck v A Frisch, Berlin.

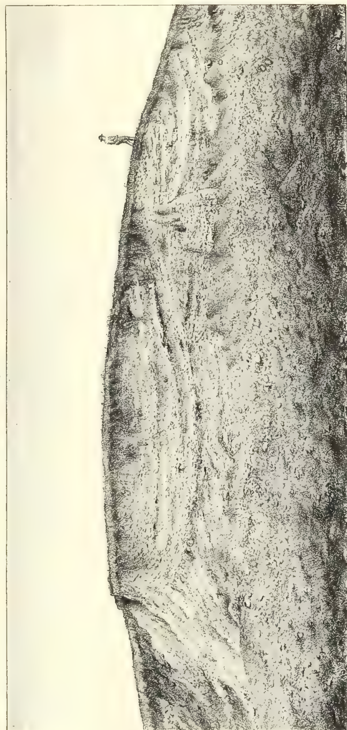


Fig. 1.

Fig. 2.

W. Putz in lap. del.

Druck v. A. Renaud

Tafel IV.

Fig. 1. 2. *Modiomorpha rotundata* n. sp. . . . . S. 212
1. Steinkern einer rechten Klappe von Bodenrod bei Butzbach. 1a. Schloss derselben nach einem Wachsabdruck. a = Furche zur Aufnahme des Zahns der linken Klappe. 2. Linke Klappe aus dem Conderthale.

Fig. 3. 4. *Cypricardella elongata* n. sp. Bodenrod bei Butzbach S. 226
3. Steinkern einer linken Klappe. 3a. Schloss derselben, nach einem Wachsabdruck. a = dreieckiger Schlosszahn. b = Grube zur Aufnahme des Zahns der rechten Klappe. 4. Steinkern einer rechten Klappe. 4a. Schloss derselben, nach einem Wachsabdruck. a = Grube für den Zahn der linken Klappe. b = Leistenzahn.

Fig. 5. *Palaeoneilo* n. sp. Coblenz (wahrscheinlich Laubbach) S. 218
Steinkern einer rechten Klappe.

Fig. 6. *Grammysia Beyrichi* n. sp. Singhofen . . . . S. 230
Zweiklappiger Steinkern. 6a. Ansicht von der linken Seite. 6b. Ansicht von oben.

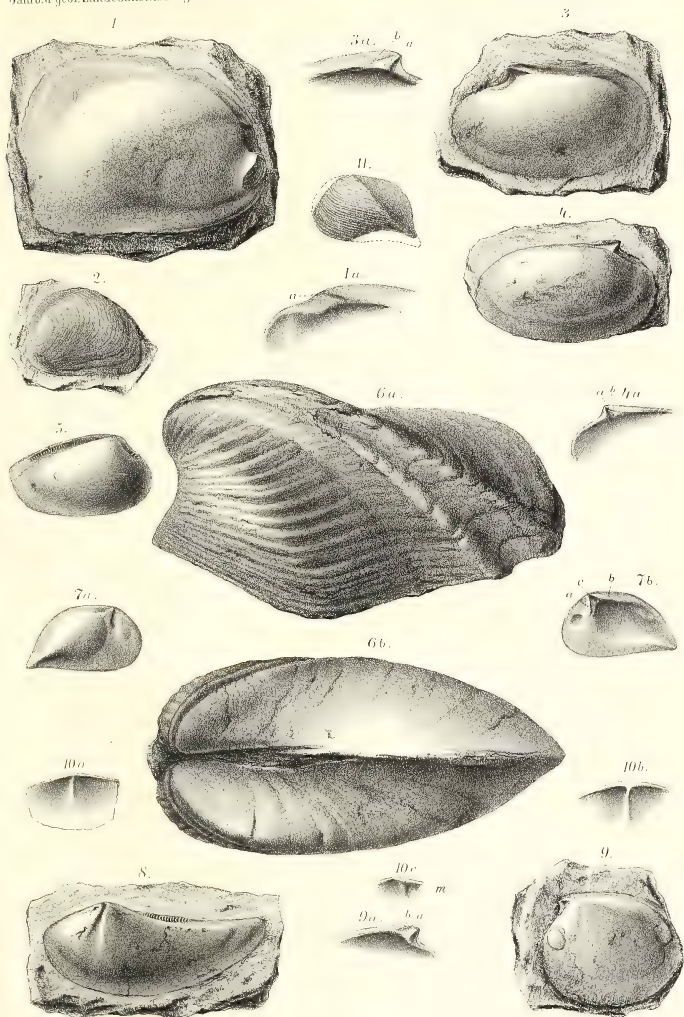
Fig. 7. 11. *Schizodus peregrinus* n. sp. Coblenz . . . . S. 220
7a. Steinkern einer rechten Klappe. 7b. Abdruck von 7a. a = vorderer, b = hinterer Schlosszahn. c = Grube für den mittleren Zahn der linken Klappe. 11. Unvollständiger Abdruck der Aussenschale einer linken Klappe.

Fig. 8. *Cucullella affinis* n. sp. Singhofen . . . . S. 217
Steinkern einer linken Klappe.

Fig. 9. *Cypricardella subovata* n. sp. Bodenrod bei Butzbach . S. 227
9. Steinkern einer linken Klappe. 9a. Schloss derselben, nach einem Wachsabdruck. a = dreieckiger Schlosszahn. b = Grube für den Zahn der rechten Klappe.

Fig. 10a. 10b. Ansichten der Lamelle von *Cucullella solenoides* Gf. nach zwei Wachsabdrücken . . . . S. 215

Fig. 10c. Ansicht der Schwiele hinter dem vorderen Muskeleindruck bei *Palaeoneilo* cf. *polyodonta* Roem. sp. Nach einem Wachsabdruck. m = vorderer Muskeleindruck . S. 216


1
3a. b a
3
11.
4.
2.
1a
a
6a.
a b 4a
5.
7a.
a c b 7b.
6b.
10a
10b.
8.
10c
m
9a. b a
9.

Tafel V.

Fig. 1. 2. 12. *Cercomyopsis* (*Cimitaria*) *acutirostris* Sandberger. Singhofen . . . . S. 232

1. Ansicht einer linken Klappe, nach einem Wachsabdruck. 1 a. Abbildung der feinen Querstreifung der Aussenschale. 2. Steinkern einer rechten Klappe. 12. Steinkern einer linken Klappe (Orig.! Sandberger).

Fig. 3. *Orthonota?* sp. ind. Singhofen. Steinkern einer linken Klappe . . . . S. 235

Fig. 4. 5. 6. *Schizodus* n. f. aff. *transversus* Beush. Singhofen S. 221

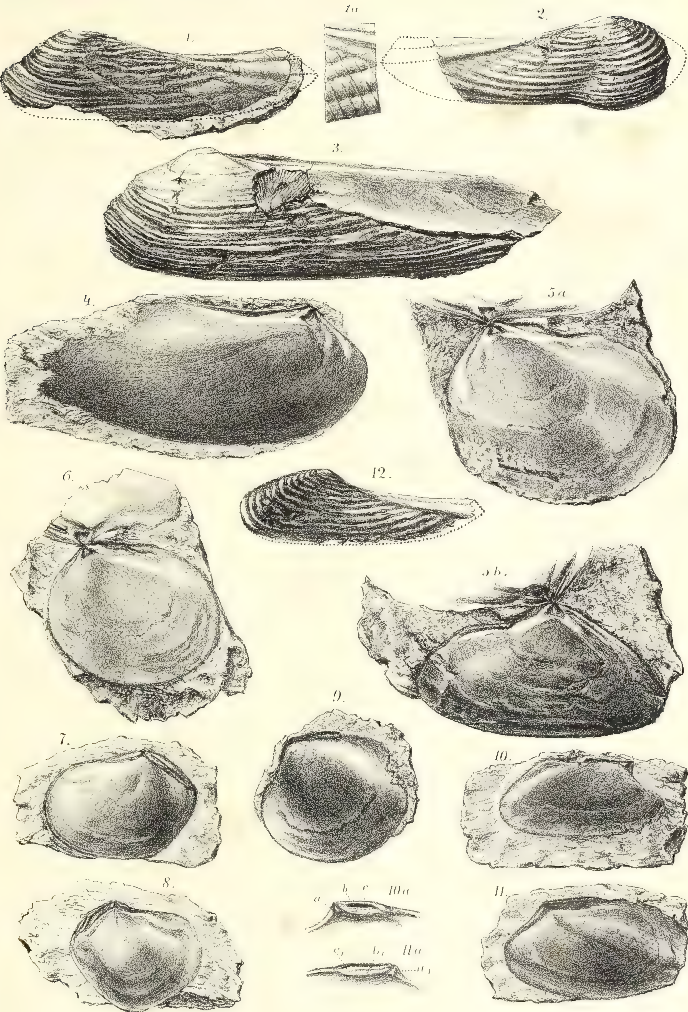
4. Stark verdrückter Steinkern einer rechten Klappe. 5 a. 5 b. Zwei zusammengehörige Steinkerne der linken und rechten Klappe, letzterer besonders stark verdrückt. 6. Wenig verdrückter Steinkern einer linken Klappe.

Fig. 7. 8. 9. *Cypricardella curta* n. f. Singhofen . . . . . . S. 225

7. Verdrückter Steinkern einer linken Klappe. 8. desgl. einer rechten Klappe. 9. Ansicht einer linken Klappe nach einem Wachsabdruck.

Fig. 10. 11. *Cypricardella unioniformis* Sandberger sp. Singhofen . . . . S. 224

10. Steinkern einer rechten Klappe. 10 a. Schloss derselben, nach einem Wachsabdruck. a = Grube für den Zahn der linken Klappe. b = Leistenzahn. c = Ligamentfurche. 11. Steinkern einer linken Klappe. 11 a. Schloss derselben, nach einem Wachsabdruck. a_1 = dreieckiger Zahn. b_1 = Grube für den Zahn der rechten Klappe. c_1 = Ligamentfurche.


1.
1a
2.
3.
4.
5a
6.
12.
5b.
9.
7.
10.
8.
a
b
c
10a
11.
c1
b1
11a
a1

Geologisches Uebersichtskärtchen der Umgegend v. Lautenthal - Seesen.

Maasstab 1:75000.

(Nach v. Groddeck's Aufnahme).

Riss eines Theiles der 13ten Strecke auf Grube „Güte des Herrn"

in Lautenthal.

Maasstab 1 : 2000.

Lith. Anst v L. Kraatz, Berlin

Tafel VII.

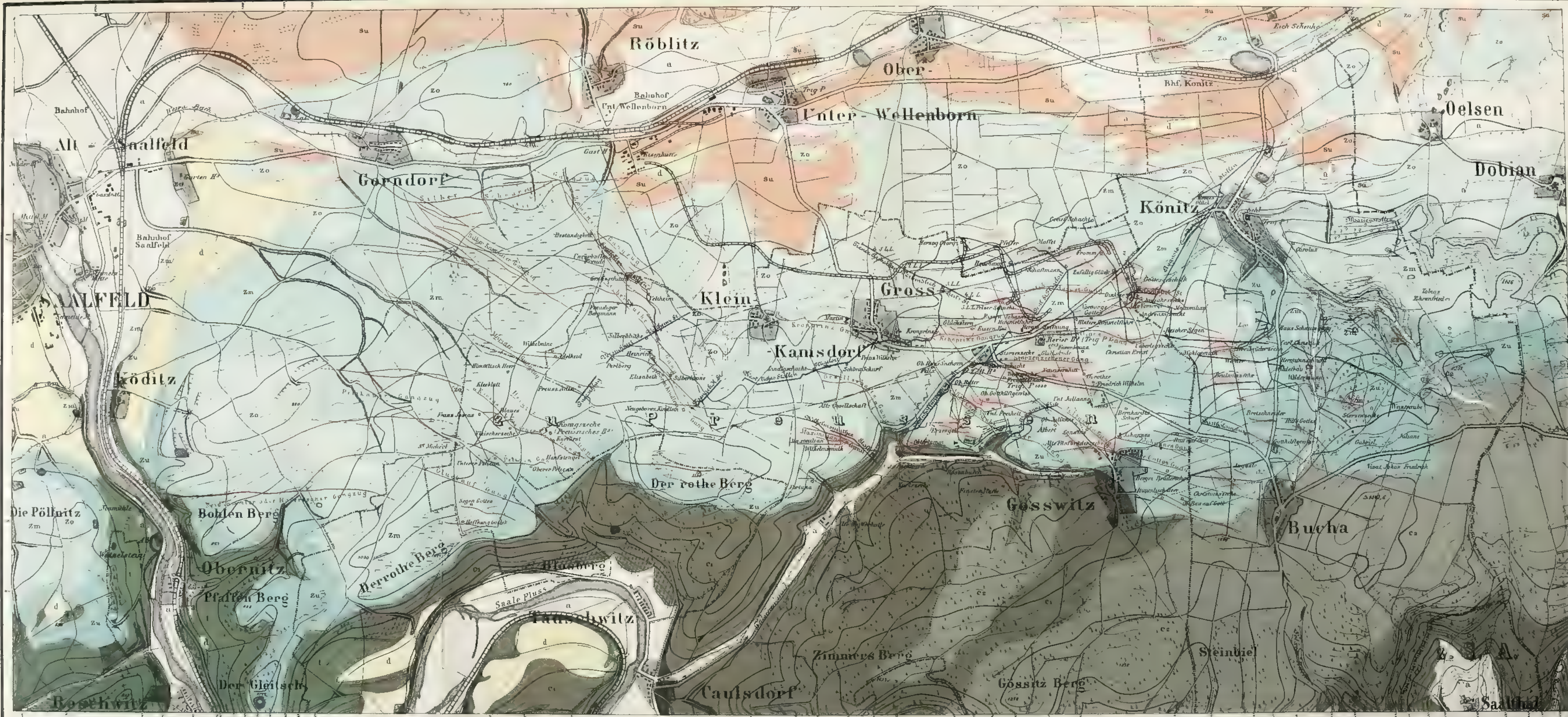
Uebersichtskarte des Lagerstättengebietes von Kamsdorf bei Saalfeld.



Entw. von F. Beyschlag.

Schwerspath-Kupfererz-Gänge.

Eisensteinlager.



Farben-Erklärung.

Schwerspath-Kupfererz-Gänge	Eisensteinlager	Devon	Unterer Culm	Oberer Culm	Unterer Zechstein	Mittlerer Zechstein	Oberer Zechstein	Buntsandstein	Diluvium	Alluvium	Stollen u. Hauptstrecken
				c₂	zu	zm	zo	su	d	a	

Eich Schenke
Oelsen
Dobian
Mariensstollen
Carolus
Silber Kammerer Gangzug
Tobias
Ehrenfried
Haus Schaumburg
Carl Christian
Hermannsschacht
Wildermann
Himmlisch Heer
Kleeblatt
Blaues L. L.
Fleischerzeche
Weintraube
Storzenzeche
Hilfe Gottes
Gotthilftgewiss
Gabriel
Juliane
Vivat Johan Friedrich
Unterer Pelican
Segen Gottes
Hoffnung Gottes
Glückauf Gang
Bucha
Saale Fluss
Z. S. A.
Saalthal

Berliner lithogr. Institut

Devon.

t

Alluvium.


a

Stollen u. Hauptstrecken.

Tafel VIII.

Fig. 1 bis 4. Profile durch den Kronprinz-Gang III.

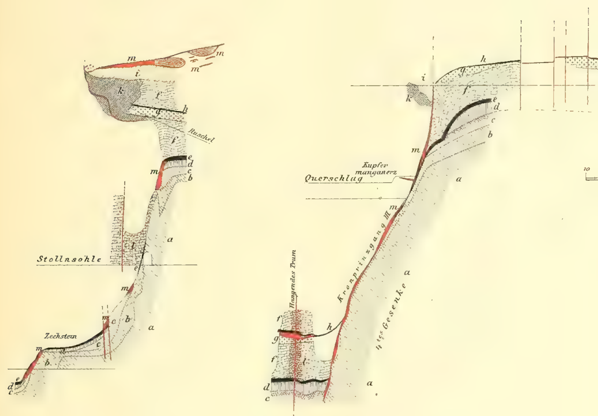
Fig. 5. Profil durch den Silberblüthen - Louisen - Neugeborenkindlein - Gang.

Fig. 6 und 7. Profile durch den Gesellschafts-Gang.

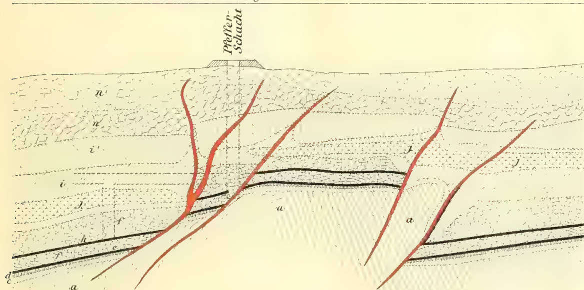
Fig. 8. Profil vom Pfeffer-Schacht durch den Heumann-Schacht, den Eisernen Johannes- nach dem Kleinen Johannes-Schacht.

(Im Profil 8 sind die Gänge, das Kupferschieferflötz und das Obere Schieferflötz der Deutlichkeit halber mit übertriebener Mächtigkeit gezeichnet.)

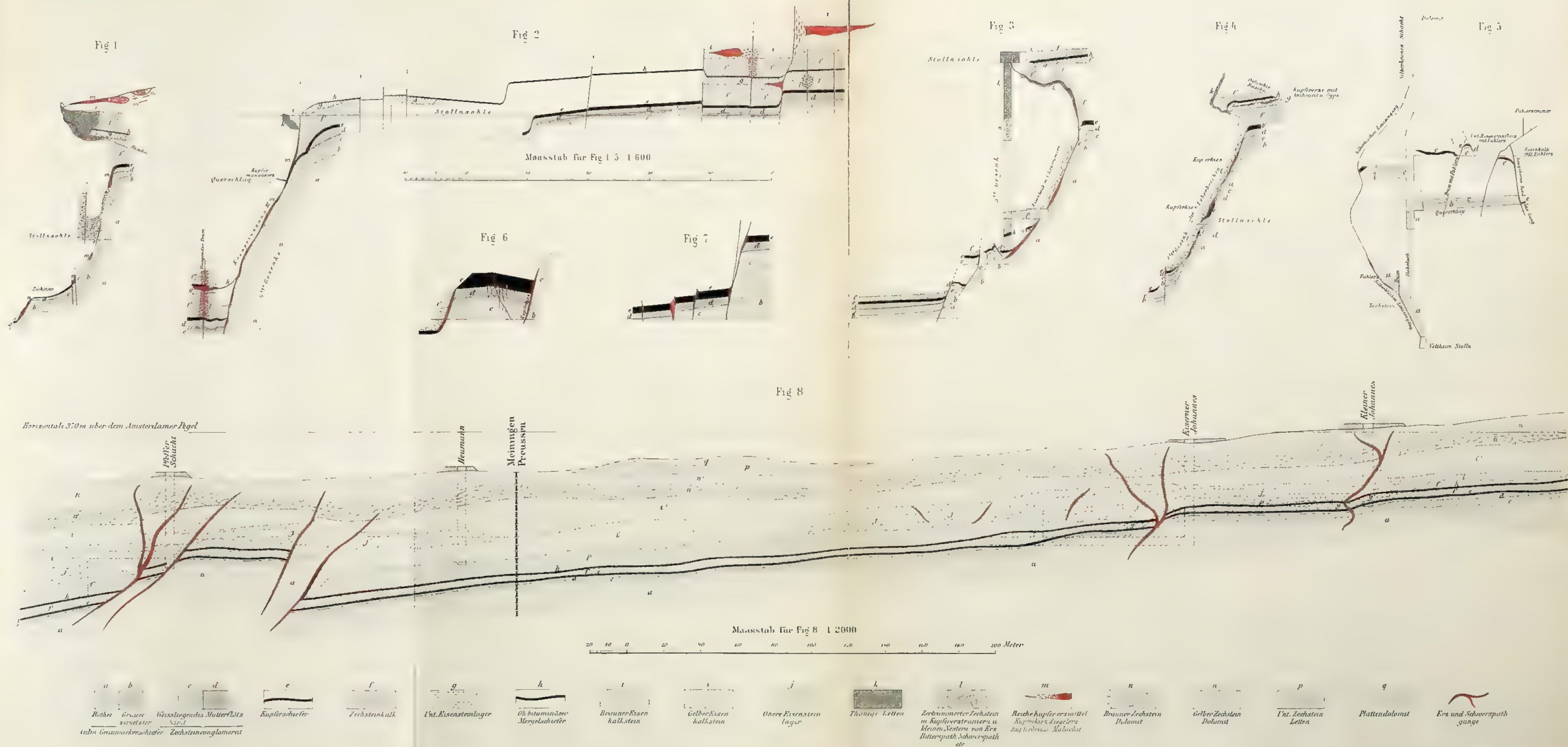
Fig. 1.

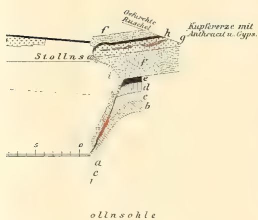


Horizontale 370 m über dem Amsterdamer Pegel.

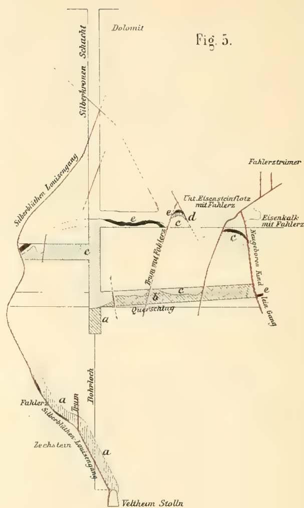


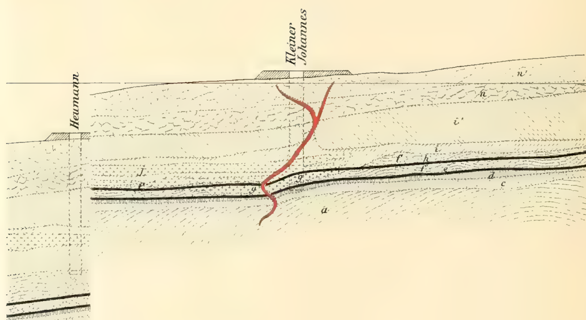


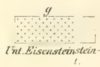

Fig. 1
Fig. 2
Fig. 3
Fig. 4
Fig. 5
Fig. 6
Fig. 7
Fig. 8
Stollnsohle
Querschlag
Maasstab für Fig. 1–5 1:600
Horizontale 370 m über dem Amsterdamer Pegel
Pfeffer Schacht
Neumann
Meiningen Preussen
Eiserner Johannes
Kleiner Johannes
Maasstab für Fig. 8 1:2000
200 Meter
Veltheim Stolln
Rother / Grauer zersetzter — Culm Grauwackenschiefer
Weissliegendes Sand / Mutterflötz — Zechsteinconglomerat
Kupferschiefer
Zechsteinkalk
Unt. Eisensteinlager
Ob. bituminöser Mergelschiefer
Brauner Eisenkalkstein
Gelber Eisenkalkstein
Obere Eisensteinlager
Thonige Letten
Zertrümmerter Zechstein m. Kupfererztrümern u. kleinen Nestern von Erz, Bitterspath, Schwerspath etc.
Reiche Kupfererzmittel Kupferkies, Ziegelerz, Kupferlasur, Malachit
Brauner Zechstein Dolomit
Gelber Zechstein Dolomit
Unt. Zechstein Letten
Plattendolomit
Erz und Schwerspath gänge










Unt. Eisensteinstein-


Unt. Zechstein-Letten.


Plattendolomit.


Erz-und Schwerspath-gänge.

Tafel IX.

Fig. 1. Olivinknollen in Berührung mit dem feldspatharmen Basanit von der Steller's Kuppe. II/2 (Ocular II, Objectiv 2, Hartnack).

Fig. 2. Derselbe bei stärkerer Vergrösserung. II/3.

Fig. 3 und 4 zeigen in die Olivinknollen eingedrungene Basanitmasse. II/3.

Fig. 5. Enstatit im Olivinknollen mit randlichen Augitneubildungen. II/4.



Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

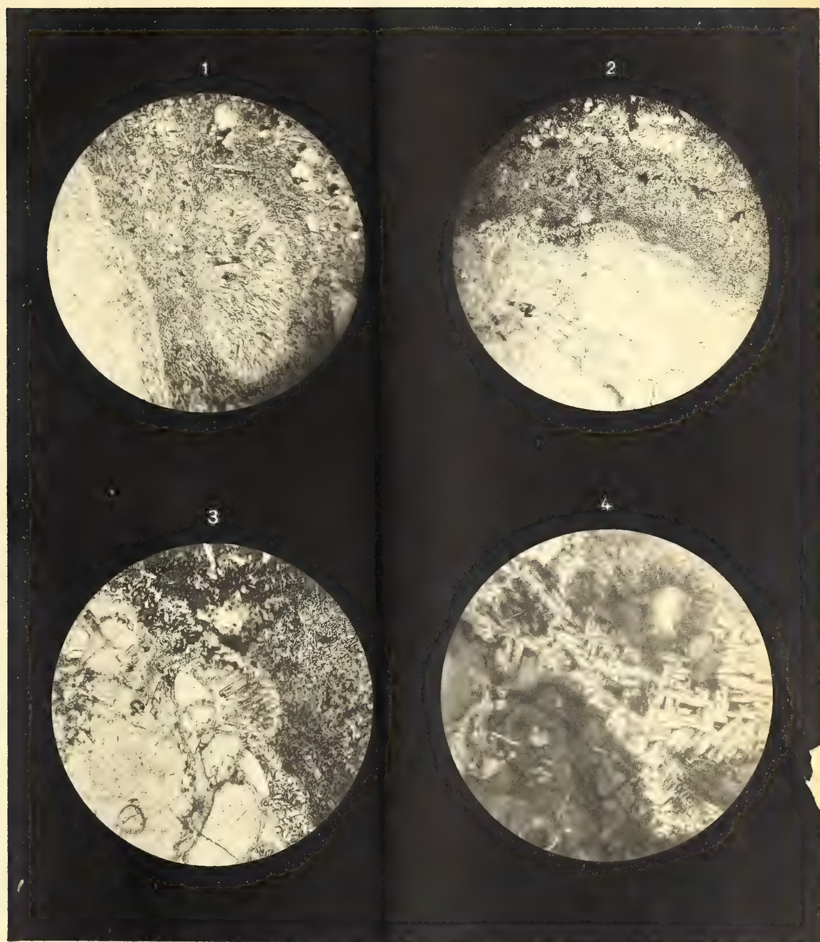
Tafel X.

Fig. 1. Grauer, quarzitähnlicher Einschluss im Basanit von der Steller's Kuppe mit Contactzone und sogenanntem Augitauge. II/4.

Fig. 2. Derselbe bei schwächerer Vergrösserung mit Contactzone. II/2.

Fig. 3. Sandsteinähnlicher, glasreicher Einschluss mit Contactzone. II/3.

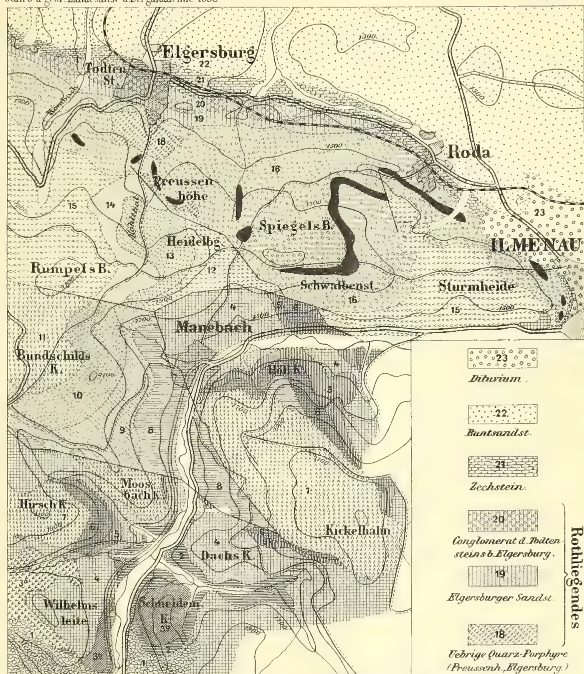
Fig. 4. Feldspath (?) - Neubildungen in granitähnlichem Einschluss. II/3.



Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

Geologische Skizze der Umgegend von Manebach.

Jahrb d.geol. Landesanst u.Bergakademie 1888 Taf. XI.



Rothliegendes

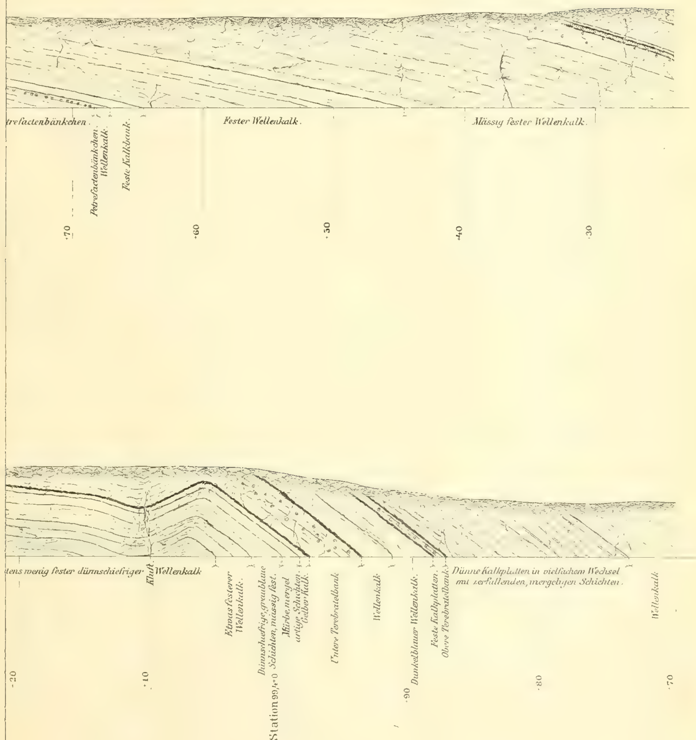
■ Melaphyr	16 Conglomerat des Schwalbensteins u. Spiegelsb.	15 Quarz-Porphyr u. Tuff d. Rumpelsbg. u. d. Sturmheide.	14 Sandst. Schieferth. d. Kohlthals, Kornbachs und der Schwalbenst. Wand.	13 Conglomerat des Heidelbergs.	12 Tuff des Heidelbergs
11 Quarz-Porphyr u. Tuff d. Bundschildskopfes.	10 Conglomerate des Bundschildskopfes.	9 Sandstein des Bundschildskopfes.	8 Oberes Manebacher Carbon.	7 Quarz-Porphyr u. Tuff des Kickelhahns, Hirschk. u. Moosbchk.	6 Feldspathporphyrit.

Carbon

5 Thonstein.	4 Glimmerporphyrit.	3b Schneidemüllerskopfgestein.	3a Quarz-Porphyr des Meyersgrundes.	2 Unteres Manebacher Carbon.	1 Granit.

1 : 50000.

r Linie Hannover-Altenbecken



Berliner lithogr. Institut

Profil durch die Schichten des unteren Muschelkalks im Eisenbahneinschnitt II der Linie Hannover-Altenbecken

westlich vom Dorfe Himmighausen.

Weichere Wellenkalkschichten
Feste Wellenkalkschichten oben mit einigen schwach schiefrigen Lagen
Mürbe Wellenkalkschichten
Fester Wellenkalk
Mürbe Wellenkalkschichten
Wellenkalk oben fest unten mürbe
Dickere ziemlich ebenflächige Kalkplatten Oolithisches Bänkchen
Recht fester Wellenkalk
Wellenkalk mürber
Ziemlich fester Wellenkalk
Ziemlich fester Wellenkalk mit einigen dünnen Petrefactenbänkchen
Petrefactenbänkchen Wellenkalk
Feste Kalkbank
Fester Wellenkalk
Mässig fester Wellenkalk

Oolithbank
Dickgeschichteter blauer ziemlich ebenflächiger Kalk
Gelbe Kalkschichten
Oolithbank
Station 99,50
Mergeliger Wellenkalk
Zerbröckelnder Wellenkalk
Petrefactenbänkchen
Fester Wellenkalk
Mergelartige weiche Schichten vielfach wechselnd mit dünnen Lagen von festem Kalkstein
Fester Wellenkalk
Lichtere theils mergelschalige, theils feste Kalkschichten
Blauer theils mürber, theils fester Wellenkalk
Blauer ziemlich mergeliger Kalk mit zwei sich auskeilenden gelben Lagen
Grauer mergeliger Wellenkalk
Gelblicher mürber Kalk
Spiriferbank
Festere Wellenkalkschichten
Meistens wenig fester dünnschiefriger Wellenkalk
Kluft
Etwas festerer Wellenkalk
Station
Mürbe mergelartige Schichten
Gelber Kalk
Untere Terebratelbank
Wellenkalk
Dunkelblauer Wellenkalk
Feste Kalkplatten
Obere Terebratelbank
Wellenkalk

Fig. 3. Schichtenfolge des in und neben dem Bahneinschnitt I östlich von der Station Sandebeck aufgeschlossenen Unteren Muschelkalks

Fig. 2. Durchschnitt durch den Oberen Wellenkalk bei Meiningen.

Fig. 1. Durchschnitt durch den Oberen Wellenkalk am linken Diemelufer zwischen Liebenau u. Ostheim unfern Warburg

Fig. 4. Profil durch die Schichten der Schaumkalkzone am Kalkofen bei Nieheim

Fig. 8. Profil durch die Schichten des Unteren Muschelkalks bei Holte an der Strasse von Bissendorf nach Borgloh unweit Osnabrück

Fig. 5. Aufschlüsse im nördlichen Steinbruche am Sträflingshügel bei Osnabrück

Fig. 6. Schichtenfolge im südlichen Steinbruche am Sträflingshügel bei Osnabrück

Fig. 7. Profil durch die obersten Schichten des Unteren Muschelkalks bei Kilometerstein N° 49 der Strasse von Osnabrück nach Iburg

Zeichen Erklärung

Dickgeschichtete feste Kalkbänke	Dünngeschichtete feste Kalkbänke	Mergelige ebenflächige Schichten	Mergelartiger Wellenkalk	Zerbröckelnder Wellenkalk
Fester Wellenkalk	Wulstiger Wellenkalk	Intensiv und blassgelbe Kalkschichten	Mehr od. weniger oolithische oder schaumige Schichten	Petrefacten-bänke

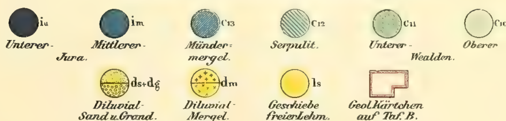
Bemerkung. *In den Figuren 2 und 8, theilweise auch in Figur 1 von der Oolithbank α bis zur oberen Terebratelbank sind die zwischen den Leit- und Petrefactenbänken lagernden schiefrigen oder wulstigen Kalke ohne Rücksicht auf die Structur der festigkeits Verhältnisse sämmtlich mit der Signatur des festen Wellenkalks versehen.*

C. Dütting, Aufschlüsse an der Bahn Osnabrück-Brackw

Jahrb. d. Geol. Landesanst. u. Bergakad. 1888.

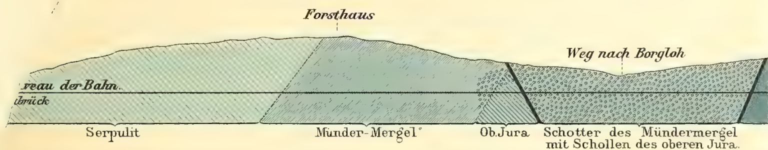
1:200000.

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Kilometer



Profil durch den Eisenbahne

Maafsstab 1:2500.]



Hankenberge
Hagedorn
Bextermann
Hassberg
Stollen
Becker
Bischof
Stollen
Benne
Hasspecker
Medeweller
Bertelsmann
Schürmann
Eppendorf
Meyer
Jungfernbach
Lohnberg
Aubach
Forsthaus
Ellerweg
Schulhaus
Tepe
Radenbrock
Krampe
Vollmer
Berger
Halter Berg
Vollmers Kotten
Siekens Kotten
Borgloher Egge
Heid-brink
Tunnermeister
Hilter
Hüls
Stollen
In der Flachsdehne
Lapen Brink
In der Barnkuhle
Bierkeller
nach Osnabrück
nach Borgloh
von Hilter

Geologische Karte
der Umgegend von
Hankenberge und Hilter.

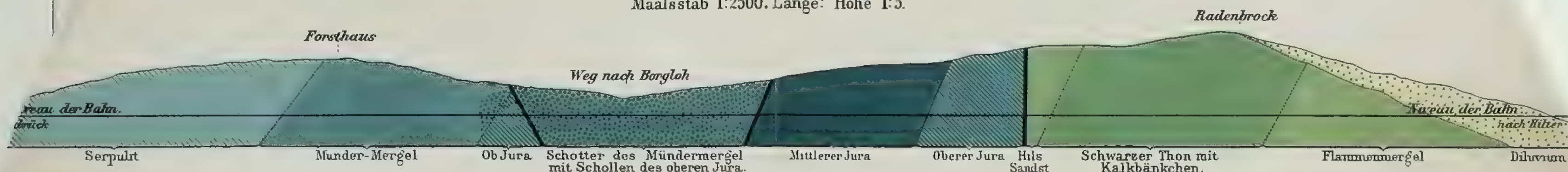
Maafsstab 1:25000.

0 — 500 — 1000 Meter.
0 — 500 — 1000 Schritt.

C. Dütting, Aufschlüsse an der Bahn Osnabrück-Brackwede.

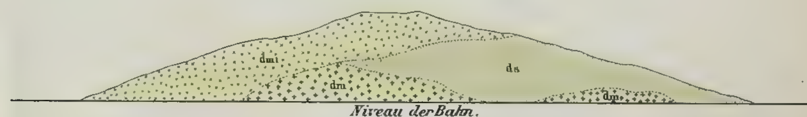
Profil durch den Eisenbahneinschnitt am Hankenberge.

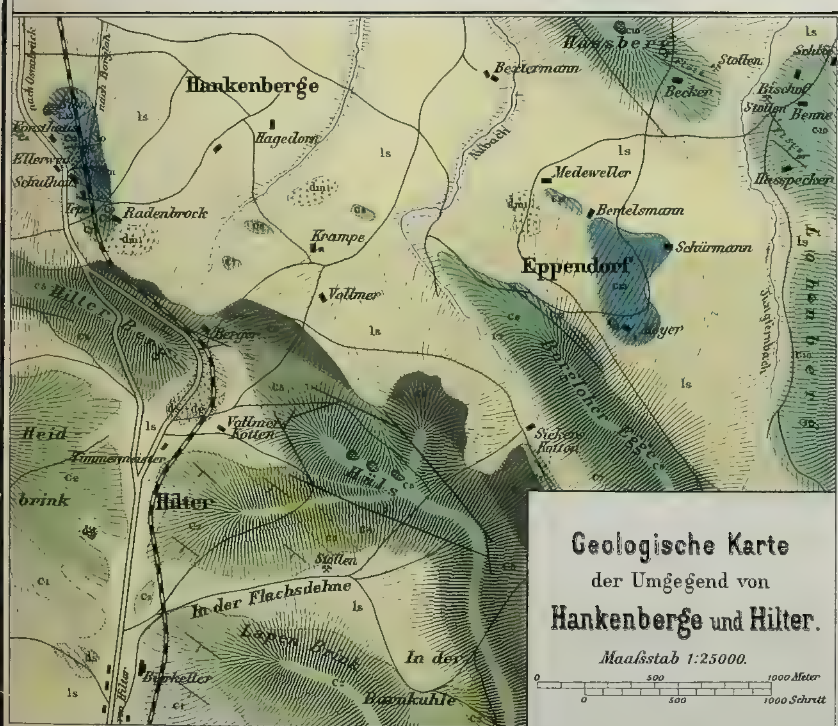
Maafsstab 1:2500. Länge: Höhe 1:5.



Profil durch den Einschnitt bei Sutthausen.

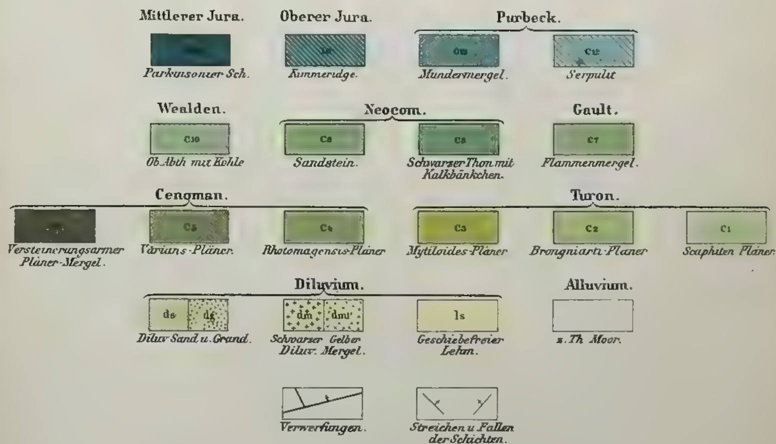
Maafsstab 1:2500; Länge: Höhe 1:5.





Geologische Karte
der Umgegend von
Hankenberge und Hilter.
Maafsstab 1:25000.

Farben-Erklärung.

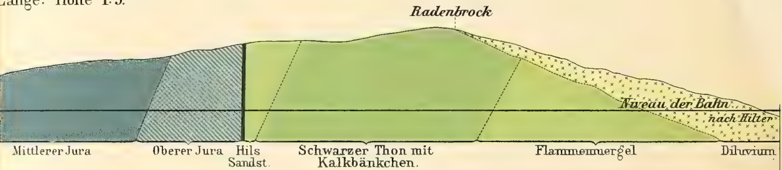


Berliner lithogr. Institut.

Bahn Osnabrück - Brackwede.

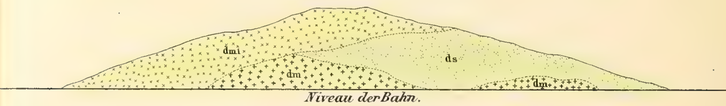
·inschnitt am Hankenberge.

·Länge: Höhe 1:5.

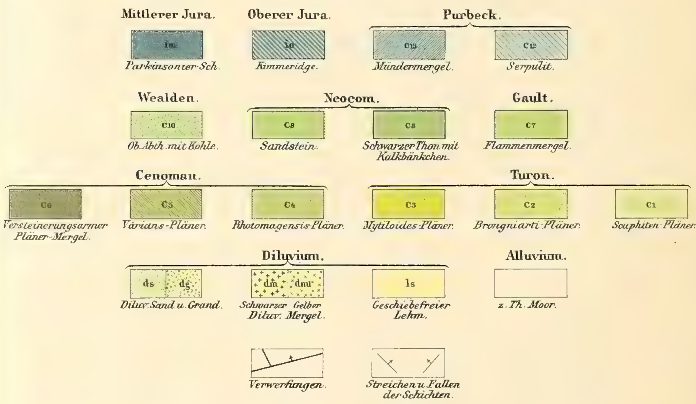


Profil durch den Einschnitt bei Sutthausen.

Maafsstab 1:2500; Länge: Höhe 1:5.



Farben-Erklärung.



Berliner lithogr. Institut.


SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01365 7853